

THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'UNITÉ D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE S.T.M.C.
UNIVERSITÉ NANCY 1 DE NANCY

POUR L'OBTENTION DU TITRE DE
DOCTEUR INGÉNIEUR

PAR

Michel CLOUET D'ORVAL

INGÉNIEUR E. N. S. G.

DÉTERMINATION AUTOMATIQUE DES TRANSMISSIVITÉS
DANS UN HORIZON AQUIFÈRE ISOTROPE
D'APRÈS LES DONNÉES PIÉZOMÉTRIQUES

soutenue publiquement le 30 Juin 1971 devant la Commission d'Examen :

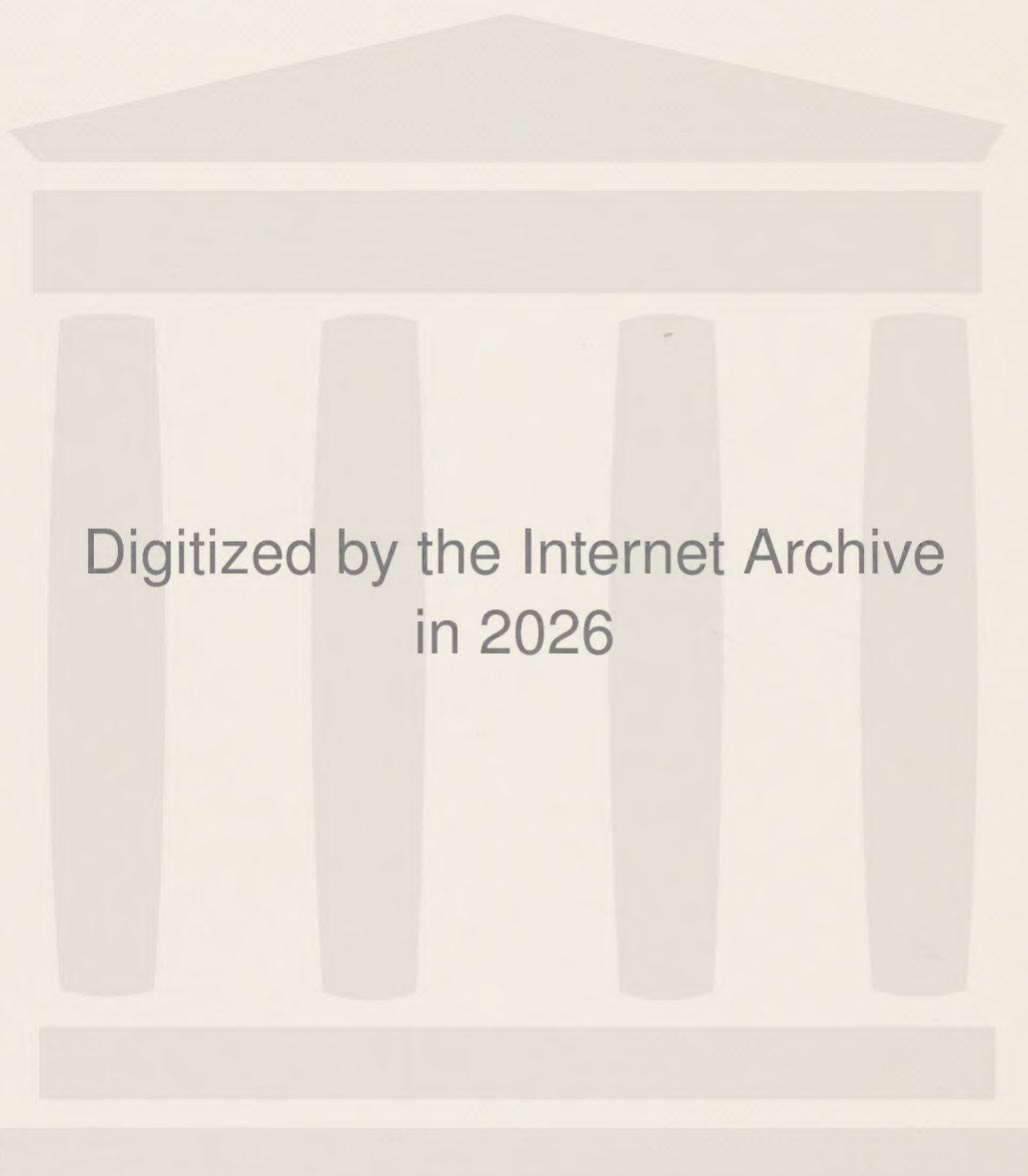
MM. M. ROUBAULT, *Membre de l'Institut*

J. AUROUZE, *Professeur*

G. DURAND, *Professeur*

P. LEYMARIE, *Docteur ès-Sciences*

P. PRUDHOMME, *Docteur en Hydrodynamique*



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41551919_0005

THÈSE

PRÉSENTÉE

A L'UNITÉ D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE S.T.M.C.
UNIVERSITÉ NANCY 1 DE NANCY

POUR L'OBTENTION DU TITRE DE

DOCTEUR INGÉNIEUR

PAR

Michel CLOUET D'ORVAL

INGÉNIEUR E. N. S. G.

**DÉTERMINATION AUTOMATIQUE DES TRANSMISSIVITÉS
DANS UN HORIZON AQUIFÈRE ISOTROPE
D'APRÈS LES DONNÉES PIÉZOMÉTRIQUES**

soutenue publiquement le 30 Juin 1971 devant la Commission d'Examen :

MM. M. ROUBAULT, *Membre de l'Institut*

J. AUROUZE, *Professeur*

G. DURAND, *Professeur*

P. LEYMARIE, *Docteur ès-Sciences*

P. PRUDHOMME, *Docteur en Hydrodynamique*

THÈSE

présentée

A L'UNITE D'ENSEIGNEMENT ET DE RECHERCHE S.T.M.C.

UNIVERSITE NANCY 1 DE NANCY

POUR OBTENIR LE

DOCTEUR EN SCIENCES

par

MICHEL ELMET B. GUYOT

né le 10/05/1945 à

DETERMINATION AUTOMATIQUE DES TOXICITES
DANS UN MOYEN ANALYTIQUE
D'APRES LES DONNEES EXPERIMENTALES



Leiden, le 10/05/1985

PAR M. ROBERT, Président de l'Université

J. ALBERT, Président

G. BERNARD, Président

P. LEBLANC, Directeur de l'Université

P. LEBLANC, Directeur de l'Université

SOMMAIRE

Pages

AVANT PROPOS

1

INTRODUCTION

3

1 - <u>PREMIERE PARTIE</u> : EXPOSE QUALITATIF SUR LES DIFFERENTS PARAMETRES MIS EN JEU	7
1.1 - Signification physique des paramètres	7
1.2 - Les données de terrain	9
1.3 - Interprétation des données de terrain	11
2 - <u>DEUXIEME PARTIE</u> : RAPPEL THEORIQUE DES PHENOMÈNES PHYSIQUES ET DES EQUATIONS DE BASE	13
2.1 - L'équation de diffusivité	13
2.2 - Considérations sur l'unicité de la solution	16
2.3 - Conclusion	21
3 - <u>TROISIEME PARTIE</u> : EXPOSE DE LA METHODE	22
3.1 - Discrétisation de l'équation de diffusivité	22
3.2 - Hypothèses supplémentaires nécessaires à la méthode	26
3.3 - Degré de liberté sur le choix des conditions aux limites	27
3.4 - Conclusion	29
4 - <u>QUATRIEME PARTIE</u> : APPLICATION DE LA METHODE A L'ETUDE DE LA NAPPE DE LA CRAU	30
4.1 - Interprétation des données, schéma hydrodynamique de la nappe	31

4.2 - Etude sur cuve rhéoélectrique	33
4.3 - Etude des résultats apportés par la méthode de restitution automatique des transmissivités à partir des données de la cuve rhéoélectrique	38
4.4 - Etude des résultats apportés par la méthode de restitution automatique des transmissivités à partir des données de terrain	55

<u>CONCLUSION</u>	62
-------------------	----

ANNEXE 1 : Résolution numérique

ANNEXE 2 : Différents programmes FORTRAN utilisés

ANNEXE 3 : Texte FORTRAN des programmes MAIN et TFXY

ANNEXE 4 : Bordereau des données nécessaires à l'application de la méthode

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES PLANCHES

	<u>Pages</u>
Planche 1 : Plan de situation du modèle de la nappe de la Crau	32
Planche 2 : Carte piézométrique relevée sur le terrain - Transmissivités connues en certains points - Première carte piézométrique obtenue sur cuve	34
Planche 3 : Comparaison de la carte piézométrique de terrain et de la carte piézométrique finale obtenue sur cuve	36
Planche 4 : Carte des transmissivités initiales relevées sur cuve rhéoélectrique	37
Planche 5 : Maillage du modèle	39
Planche 6 : Carte piézométrique d'après les transmissivités initiales obtenue sur modèle mathématique	41
Planche 7 : Carte des transmissivités obtenue avec la carte piézométrique du modèle mathématique	43
Planche 8 : Restitution de la piézométrie avec la carte des transmissivités calculées d'après la carte pié- zométrique du modèle mathématique et neuf transmissivités imposées	44
Planche 9 : Carte piézométrique obtenue par interpolation d'un nombre limité de valeurs	46
Planche 10 : Carte des transmissivités obtenue avec la carte piézométrique interpolée et neuf transmissivités imposées	47
Planche 11 : Restitution de la piézométrie avec la carte des transmissivités calculées d'après la carte pié- zométrique interpolée et neuf transmissivités imposées	48

Planche 12 : Carte des transmissivités obtenue avec la carte piézométrique interpolée et cinq transmissivités imposées	50
Planche 13 : Restitution de la piézométrie avec la carte des transmissivités calculées d'après la carte piézométrique interpolée et cinq transmissivités imposées	51
Planche 14 : Carte des transmissivités obtenue avec la carte piézométrique interpolée et une transmissivité imposée	52
Planche 15 : Restitution de la piézométrie avec la carte des transmissivités calculées d'après la carte piézométrique interpolée et une transmissivité imposée	53
Planche 16 : Carte piézométrique du 30 Mars 1962 d'après les données de terrain	57
Planche 17 : Carte des transmissivités obtenue d'après la carte piézométrique de terrain	59
Planche 18 : Restitution de la piézométrie avec la carte des transmissivités calculées d'après la carte piézométrique de terrain et infiltration variable	60

AVANT-PROPOS

Je tiens à rendre hommage à M. le Professeur Marcel ROUBAULT, Membre de l'Institut, ancien Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy qui a accepté d'être Président du jury de ma thèse de Docteur-Ingénieur.

Je le remercie d'autant plus que l'Enseignement pluridisciplinaire qu'il a su faire divulguer à l'Ecole de Géologie dont je suis sorti en 1965, m'a permis d'aborder l'Hydrogéologie sous un angle quantitatif, mettant en œuvre aussi bien la Géologie que l'Hydraulique et les Mathématiques.

Lorsque, en 1969, j'ai demandé à mon ancien professeur d'Hydrogéologie, M. Jean AUROUZE, actuellement Directeur du Laboratoire d'Hydrogéologie de la Faculté des Sciences de Bordeaux, de bien vouloir suivre ma recherche, son accueil a été très favorable et je le remercie des nombreux conseils qu'il m'a donnés malgré son éloignement et le peu de temps que lui laissent ses nouvelles activités.

Je suis très reconnaissant à M. le Professeur Georges DURAND, Chef du Département de Génie Civil de l'Institut Universitaire de Technologie de Nancy, représentant l'Université de NANCY I dans le jury, d'avoir accepté d'être examinateur à la demande de M. Pierre BLAZY, Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie. Je remercie M. BLAZY de s'être intéressé à mes travaux et d'avoir contribué à leur donner une orientation pratique permettant à la recherche de déboucher sur des applications opérationnelles.

Ma recherche a été le fruit d'une collaboration entre le Centre National de la Recherche Scientifique et les Bureaux d'Etude privés. En effet, j'ai pu profiter pour réaliser mon projet d'un important crédit d'heures de calcul sur ordinateur (IBM 360 - 75) au Centre Interdiscipline Régional de Calcul Electronique à Orsay et également des crédits de la Société GEOHYDRAULIQUE (filiale du groupe SEMA OTH) où je suis Ingénieur d'Etudes spécialisé en Hydraulique souterraine depuis le 1er Janvier 1967.

GEOHYDRAULIQUE a bien voulu mettre à ma disposition l'ordinateur CDC 6600 de la Société d'Economie et de Mathématiques Appliquées.

A propos de l'aide apportée par le C.N.R.S., je tiens à remercier M. Hubert de la ROCHE, Directeur-Adjoint du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Nancy et son collaborateur, M. Pierre LEYMARIE, Ingénieur de recherche spécialisé dans le domaine de l'informatique appliquée à la Géologie. M. LEYMARIE a plus particulièrement suivi ma recherche dans le domaine de la Physique et de l'Informatique et les nouvelles idées qu'il met au point actuellement pour quantifier et visualiser les phénomènes géologiques ont beaucoup contribué à l'élaboration de ma méthode de recherche.

Mes remerciements vont enfin à M. Pierre PRUDHOMME, Directeur Général de la Société GEOHYDRAULIQUE, Directeur de la Division Hydraulique de l'OMNIUM TECHNIQUE O.T.H., spécialiste de la Mécanique des Fluides en milieu poreux, qui m'a initié aux études quantitatives des nappes d'eau souterraine au moyen de simulateurs d'écoulement. Je lui suis d'autant plus reconnaissant qu'il m'a laissé le temps et les moyens nécessaires à l'élaboration de mon projet malgré les impératifs de production qui existent au sein d'une société privée.

Les études et travaux, dont certains sont répertoriés en bibliographie en fin d'ouvrage et que j'ai réalisés sous la direction de M. PRUDHOMME au cours de plus de quatre années de collaboration, pour le compte des administrations françaises et étrangères et des industries privées, m'ont amené à présenter cette nouvelle méthode d'investigation au sujet de la recherche des transmissivités au sein des horizons aquifères dans le but de donner à l'Hydrogéologue un outil pratique et opérationnel permettant de bâtir des modèles représentatifs des systèmes aquifères et de pouvoir définir et prévoir leur meilleure utilisation pour l'aménagement régional.

INTRODUCTION

Avant d'aborder le propre du sujet qui peut sembler à première vue très spécialisé, il convient d'essayer de le placer dans son contexte hydro-géologique, de manière à faire ressortir la contribution qu'il apporte dans les techniques modernes d'études de nappes d'eau souterraine.

Il y a quelques années, l'Hydrogéologie était une discipline essentiellement naturaliste permettant, d'après les observations de terrain, de tirer des conclusions qualitatives sur les aquifères étudiés. Puis, les techniciens de l'Hydrogéologie se sont penchés de façon plus approfondie sur les moyens analytiques permettant de tirer des conclusions chiffrées sur les différents paramètres intervenant au sein du milieu poreux aquifère ; à partir de ces moyens analytiques il était possible d'envisager une gestion plus ou moins rationnelle des nappes aquifères. Ces méthodes analytiques, toutes basées sur les moyens d'intégrer les équations aux dérivées partielles traduisant le phénomène physique au sein du milieu poreux, font nécessairement appel à des hypothèses simplificatrices parfois difficiles à justifier, en particulier sur l'homogénéité du milieu et sur les conditions aux limites de l'écoulement (ref. 1.6, 1.1.1, 1.1.2, 2.6, 3.3).

Ce n'est qu'assez tardivement (vers les années 1947) que sont nés les "simulateurs d'écoulement" et ils n'ont pris leur plein développement que depuis l'apparition sur le marché de moyens de calculs puissants : les ordinateurs de la troisième génération.

Les simulateurs d'écoulement permettent d'étudier les phénomènes réels les plus complexes, sans aucune restriction sur l'homogénéité du milieu et la nature des conditions aux limites de l'écoulement.

Il existe, en Hydrogéologie ou plus spécifiquement en Hydraulique Souterraine, deux types de simulateurs :

- le simulateur analogique au moyen duquel on tire parti de l'analogie existant entre l'écoulement de l'eau dans le milieu poreux et un autre phénomène physique maniable à l'échelle du laboratoire. L'emploi de

ces simulateurs écarte toute idée de reproduction directe des phénomènes naturels : on fait correspondre, de façon biunivoque, aux composantes du phénomène naturel, les composantes d'un phénomène différent répondant à des lois d'expression mathématique identique. La simulation analogique la plus couramment utilisée pour l'étude des nappes d'eau souterraine est l'analogie électrique ; dans ce cas, la circulation de l'eau dans le milieu poreux est "analogue" à la circulation du courant électrique dans un conducteur (ref. 2. 2).

- Le simulateur mathématique qui, contrairement à certains simulateurs du type précédent, ne donne jamais la solution exacte. La réalisation d'un simulateur mathématique consiste à résoudre les équations différentielles de l'écoulement par calcul numérique. Ce calcul numérique reste toujours approché, mais les résultats semblent suffisants devant la précision avec laquelle on connaît les paramètres intervenant dans les calculs. Ils conservent le nom de simulateurs du fait que le procédé de résolution des équations nécessite un découpage de l'espace et du temps qui ne peut être qu'une image du phénomène réel qui est continu, image qui mérite le nom de simulateur (ref. 2. 1.).

A l'heure actuelle, le simulateur constitue un outil que l'hydrogéologue ne doit plus ignorer et qui est le moyen le plus rationnel pour prendre en compte l'ensemble de toutes les données qui sont à sa disposition et aboutir, compte tenu des différentes contraintes, à une utilisation optimum des aquifères pour les besoins de l'homme.

Toutefois, avant d'utiliser le simulateur à des fins prévisionnelles sur l'aménagement d'une nappe, il convient de s'assurer que le simulateur est effectivement représentatif des phénomènes réels, et ce n'est qu'après avoir vérifié cette représentativité que l'on pourra donner au simulateur le nom de "modèle", véritable image du système hydrodynamique de l'aquifère, reflétant fidèlement les effets observés sur le terrain quels que soient les historiques de simulation.

La méthode la plus couramment utilisée pour rendre les modèles représentatifs se fait par tâtonnements successifs sur les coefficients hydrodynamiques de l'aquifère et de certaines conditions aux limites, jusqu'à

ce que les effets observés sur le simulateur (ces effets sont ceux de l'évolution piézométrique) soient restitués aussi fidèlement que possible sur le modèle. Il apparaît que cette méthode est longue et laborieuse et que l'ajustement des paramètres n'est pas toujours bien guidé par l'intuition. En définitive, on arrive le plus souvent à un compromis et l'ajustement est rarement parfait, bien qu'il puisse, dans certains cas, être satisfaisant.

L'autre méthode, qui est celle qui va être exposée dans cette thèse, consiste à rechercher directement les caractéristiques de l'aquifère d'après les effets observés. La méthode est donc parfaitement déterministe, ne nécessite pas de tâtonnements et ne fait pas appel à des raisonnements intuitifs. On arrive le plus souvent, et c'est ce que nous chercherons à démontrer dans cette thèse, à un ajustement des effets observés sur le simulateur et sur le terrain, qui est très spectaculaire. Cette méthode a reçu jusqu'à présent le nom de "problème inverse" (elle possède un nom bien que personne ne soit arrivé à l'appliquer convenablement à notre connaissance), mais nous ne retiendrons pas ce terme, pensant qu'il s'agit davantage d'une méthode directe au moyen de laquelle on obtient "directement" les caractéristiques de l'aquifère sans aucun tâtonnement. C'est la raison pour laquelle on a préféré lui donner le nom de "restitution automatique des paramètres". (ref. 2.4, 2.8).

On voit donc ici à quel niveau se situe l'importance du sujet, puisqu'une bonne représentativité est une condition absolument essentielle pour pouvoir utiliser le simulateur à des fins prévisionnelles.

Le sujet de la thèse n'aborde cependant qu'un des aspects du problème qui est la recherche de la distribution spatiale des transmissivités ; la connaissance des transmissivités est essentielle dans l'étude des nappes d'eau souterraine, parce que le débit disponible dans une nappe est directement proportionnel à ce paramètre par application de la loi de Darcy. A partir de ce paramètre, on obtiendra donc les débits de transit au sein de celle-ci et, subséquemment, les possibilités d'exploitation.

La thèse comprend quatre parties :

- 1 - Considérations qualitatives sur les différents paramètres physiques qui interviennent dans le problème.

- 2 - Rappel théorique sur les phénomènes mis en jeu et sur les équations de base traduisant ces phénomènes
- 3 - Exposé simplifié de la méthode indiquant les techniques de simulation et d'analyse numérique et les données nécessaires à l'application de la méthode
- 4 - Application de la méthode sur un cas concret : la nappe de la Crau.
On comparera dans cette quatrième partie les résultats obtenus dans diverses hypothèses, ce qui permettra de définir les conditions d'application de la méthode.

Enfin, la conclusion de cette thèse permettra d'ouvrir quelques perspectives sur une méthode plus générale permettant d'utiliser la restitution automatique pour la recherche du coefficient d'emmagasinement et de l'infiltration.

1 - PREMIERE PARTIE : EXPOSE QUALITATIF SUR LES DIFFERENTS PARAMETRES MIS EN JEU

Cette première partie présente un intérêt certain pour juger des conditions d'application de la méthode proprement dite et permet de faire ressortir que les difficultés d'interprétation des données de terrain n'échappent pas à celui qui a conçu la méthode ; au contraire, il faudra que cette interprétation soit faite dans le souci d'application de la méthode, de façon à faire entrer dans le modèle des données significatives.

1.1 - SIGNIFICATION PHYSIQUE DES PARAMETRES

1.1.1 - Définition de l'écoulement permanent

Dans tout le développement de la thèse, seuls seront considérés les écoulements permanents, c'est-à-dire des écoulements indépendants du temps ou considérés de façon instantanée. Les seuls paramètres intervenant dans les écoulements de ce type sont :

- le potentiel hydrodynamique,
- la transmissivité,
- le débit.

Ces trois paramètres sont reliés par la loi de Darcy $Q = T i l$, i étant le gradient hydraulique ou pente piézométrique, l la section de l'écoulement.

Nous considérerons que ces trois paramètres sont des fonctions des

coordonnées x et y repérant un point de l'espace, x et y étant des variables indépendantes.

1.1.2 - La piézométrie

Parmi les trois fonctions qui viennent d'être définies, seule la piézométrie $h = f(x, y)$ est un paramètre que l'on peut directement observer sur le terrain à l'aide de piézomètres équipés d'instruments de mesure tels que sondes électriques, limnigraphes, manomètres enregistreurs. La valeur h représente la hauteur du niveau d'eau au point de coordonnées x et y par rapport à un niveau repère ; on l'appelle aussi potentiel hydrodynamique.

Dans tout ce qui suit, nous supposons que les écoulements sont bidimensionnels en x et y , c'est-à-dire que les points situés sur une même verticale ont le même potentiel.

L'hypothèse de départ, dans toute étude hydrogéologique, est de supposer connue en tout point de l'aquifère cette fonction $h(x, y)$, qu'on obtient par tracé d'une carte piézométrique en interpolant entre les différents points de mesure. Pour que cette carte soit bien cohérente, il y a lieu de ne prendre en compte que les points de mesure effectivement représentatifs du potentiel à l'échelle de la finesse avec laquelle on veut étudier l'aquifère. Ici intervient une notion physique fondamentale consistant à attribuer aux paramètres des valeurs à l'échelle de ce que l'on veut étudier.

Prenons le cas d'une nappe de grande extension, la nappe de l'Albien au Sahara par exemple, dans laquelle il y a environ un piézomètre pour 20 km^2 . Si le piézomètre considéré a la malchance de se trouver à proximité immédiate d'un puits par l'intermédiaire duquel la nappe est légèrement exploitée, le niveau d'eau dans le piézomètre ne sera pas représentatif du potentiel moyen des 20 km^2 situés autour du piézomètre, mais seulement du potentiel au voisinage immédiat du puits. Dans ce cas, il y a lieu de corriger la valeur observée, parce que le prélèvement ponctuel entraîne un rabattement local qui n'est pas représentatif des 20 km^2 d'aquifère.

1.1.3 - La transmissivité

Cette grandeur n'est jamais observée directement sur le terrain, mais on peut en avoir une bonne image par interprétation d'essais de pompage ; nous reviendrons ultérieurement sur cette interprétation (paragraphe 1.3.2). Physiquement, ce paramètre représente l'aptitude d'un aquifère à transmettre l'eau. Ce terme a été introduit par THEIS en 1935 ; il représente le débit passant à travers une bande verticale plane ayant la hauteur de l'aquifère et une largeur unité, sous l'effet d'un gradient hydraulique unitaire. La transmissivité est généralement exprimée, en France, en m^2/s .

Nous verrons que, comme pour la piézométrie, il importe de savoir, lorsqu'on a obtenu une valeur de la transmissivité T d'après un essai de pompage, à quelle échelle on peut considérer cette valeur. Si le terrain est très hétérogène, il faudra se garder d'affecter une valeur de transmissivité tout à fait locale à une grande portion de terrain.

1.1.4 - Les débits

Les débits transitant au sein d'une nappe ne sont également jamais connus. Seuls, certains débits aux limites d'un aquifère peuvent être connus : débits d'exploitation, débits d'infiltration. La connaissance de ces débits aux limites est très importante en hydrogéologie quantitative et l'hydrogéologue doit nécessairement faire une enquête détaillée sur le terrain pour ce qui concerne les débits exploités. On se souviendra cependant que les débits exploités en des puits sont des quantités ponctuelles.

1.2 - LES DONNEES DE TERRAIN

La collecte des données de terrain a lieu au début de toute étude hydrogéologique. A la suite de cette collecte, la tâche de l'hydrogéologue consiste à faire la synthèse de toutes les connaissances acquises, sans rien négliger, chaque détail ayant son importance. Cette synthèse met

en jeu aussi bien les qualités du géologue que celles de l'hydraulicien.

On est cependant généralement limité dans la collecte de ces données dont certaines ne peuvent être obtenues que moyennant des investigations assez coûteuses et on devra nécessairement la limiter en gardant le souci de leur contribution à l'étude sur simulateur.

On peut répartir les données en différents types :

- données géologiques destinées à définir la nature et la géométrie de l'aquifère considéré d'après les affleurements de surface, les sondages de reconnaissance, les études géophysiques
- données hydrodynamiques destinées à définir l'écoulement au sein du système : elles comprennent la définition des conditions aux limites, la mesure des caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère
- données climatologiques destinées à définir l'alimentation des nappes (températures, précipitations, humidité, etc.)
- données hydrologiques destinées à définir les relations entre la nappe et le réseau hydrographique superficiel.

Il est bien évident que l'ensemble de ces données n'est connu qu'avec une précision médiocre, un grand nombre de phénomènes pouvant échapper à l'observateur. C'est cependant sur ces données qu'il faudra travailler et le résultat de la simulation sera plus ou moins satisfaisant suivant leur qualité. De plus, il n'est pas exclu que ces données soient incohérentes entre elles, incohérence qu'il faudra nécessairement lever sous peine d'obtenir des résultats absurdes. Le simulateur aidera l'hydrogéologue à prendre en compte l'ensemble de ces données de façon globale, et à trouver une solution optimale satisfaisant au mieux l'ensemble des données, sans pour autant satisfaire chacune d'elles indépendamment.

1.3 - INTERPRETATION DES DONNEES DE TERRAIN

Cette interprétation doit être faite avec un esprit critique permettant d'aboutir déjà dans une première phase à un schéma qualitatif sans incohérences grossières. A la fin de cette interprétation, on devra être en mesure de bâtir le schéma hydrodynamique de la nappe, indispensable pour réaliser le simulateur. Les corrélations établies entre toutes les données d'ordre géologique, hydrodynamique, climatologique devront permettre de commencer l'étude sur simulateur avec des idées relativement précises sur les phénomènes physiques dont le simulateur donnera une appréciation quantitative.

1.3.1 - L'interprétation géologique

Au moyen de la sédimentologie, la stratigraphie, la paléontologie, l'examen des photos aériennes, la géologie structurale, on établira les corrélations dont le but sera :

- de délimiter l'aquifère, ses terrains encaissants, les accidents géologiques existant éventuellement au sein de l'aquifère et de ses éponges ;
- de définir les différents faciès de l'aquifère et de ses terrains encaissants et d'avoir une idée des caractéristiques des différentes roches.

1.3.2 - L'interprétation des essais de pompage

Dans son principe, l'interprétation d'un essai de pompage fait appel aux mêmes notions que celles exposées dans l'ensemble de cette thèse et consiste à déterminer les coefficients hydrodynamiques de l'aquifère à partir de la piézométrie. Cependant, dans le cas d'une interprétation d'essai de pompage par calcul analytique, des hypothèses simplificatrices sont nécessaires pour se ramener à un schéma (Theis, Hantush, etc.) pour lequel on connaît la formulation analytique intégrée de la solution. Ces hypothèses simplificatrices reviennent généralement à supposer l'aquifère homogène, infini et isotrope (ref. 2.17).

L'interprétation des essais de pompage permet le plus souvent de déterminer localement la transmissivité avec une bonne précision. On s'arrangera, dans la mesure du possible, pour faire des essais d'une durée suffisante pour que la valeur de la transmissivité trouvée représente globalement la valeur moyenne d'une portion d'aquifère à l'échelle de l'étude, c'est-à-dire à l'échelle du maillage qui sera adopté lors de la simulation.

1.3.3 - L'interprétation sur l'alimentation de la nappe et sur ses exutoires

Elle découle de l'interprétation climatologique, hydrologique et de l'enquête sur l'état d'exploitation de la nappe. Ces informations peuvent rester incomplètes en des points particuliers de la nappe pour lesquels le modèle pourra fournir certaines conditions aux limites, mais il est nécessaire qu'en la plupart des points les débits extraits soient bien vérifiés ainsi que les débits d'apports par infiltration verticale.

1.3.4 - Le schéma hydrodynamique

A partir de l'interprétation des données précédentes, la réalisation du schéma hydrodynamique consiste à établir le choix des conditions aux limites de l'écoulement et le comportement de la nappe sous l'effet de celles-ci.

Le schéma hydrodynamique peut être concrétisé par les documents de synthèse suivants :

- cartes piézométriques,
- débits d'exploitation et débits d'apports,
- transmissivités connues en certains points,
- localisation des frontières à débit inconnu et des limites imperméables.

A partir de ces documents, il est possible d'établir le fichier des données définitives qui sera utilisé lors de la fabrication du simulateur.

Dans la suite de l'exposé, nous supposerons que nous sommes en présence d'un tel schéma hydrodynamique et des documents de synthèse s'y référant.

2 - DEUXIEME PARTIE : RAPPEL THEORIQUE DES PHENOMENES PHYSIQUES ET DES EQUATIONS DE BASE

Nous entrons ici dans la conception du sujet, à savoir l'analyse même du problème physique sur lequel est basée la réalisation du calcul, et les équations à partir desquelles on pourra établir des relations entre les trois paramètres physiques qui ont été mentionnés dans la première partie : le potentiel hydrodynamique, la transmissivité et le débit.

2.1 - L'EQUATION DE DIFFUSIVITE

Cette équation, sur laquelle repose une grande partie des formulations relatives aux écoulements en milieu poreux, sera établie ici pour un milieu bidimensionnel et un écoulement permanent. Elle est établie à partir de la loi de Darcy généralisée et de l'équation de continuité.

2.1.1 - Loi de Darcy généralisée (ref. 2.1.1)

La loi de Darcy a été établie par l'expérience du perméamètre. Sa généralisation consiste à dire qu'elle est valable en tout point du domaine et dans toutes les directions. Notamment, le long des deux axes de coordonnées ox et oy , les composantes du vecteur vitesse apparente (ou flux par unité de surface) peuvent s'écrire :

$$\text{selon } ox \quad u = -K \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\text{selon } oy \quad u = -K \frac{\partial h}{\partial y}$$

K étant le coefficient de perméabilité de Darcy de la dimension d'une vitesse

h le potentiel hydrodynamique de la dimension d'une longueur.

Ces deux équations peuvent se résumer par l'équation vectorielle :

$$\bar{v} = -K \overline{\text{grad}} h \quad (\text{équation 1})$$

2.1.2 - L'équation de continuité (ref. 1.1.5, 1.1.6)

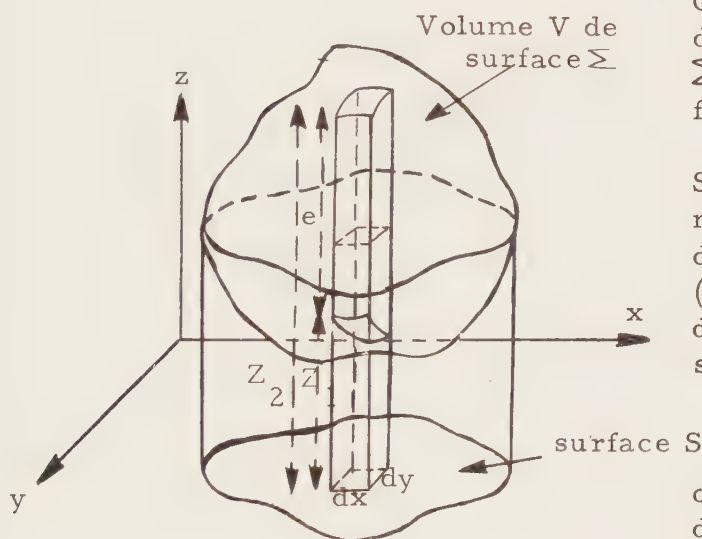


Figure 1

Projection du volume V sur le plan ox oy

Ecrivons l'équation de conservation de la masse, c'est-à-dire que le débit QM imposé est égal au flux massique traversant la surface Σ et dû aux conditions de l'écoulement

$$\iiint_V \rho I d\Omega = \iint_{\Sigma} \rho \bar{v} \cdot \bar{n} d\sigma$$

$\bar{v}$ étant le vecteur vitesse

$\bar{n}$ le vecteur de longueur unité normal à la surface

$d\sigma$ l'élément de surface

Considérons un domaine aquifère de volume V limité par une surface Σ à l'intérieur duquel circule un fluide de masse volumique ρ.

Supposons par ailleurs que ce domaine puisse avoir avec l'extérieur des échanges de masse imposés (tels que pompages ou injections) de façon à ce que le débit massique soit :

$$QM = \iiint_V \rho I d\Omega$$

où I est la fonction de répartition des débits d'échange par unité de volume et $d\Omega$ l'élément de volume V.

En transformant l'intégrale de surface en une intégrale triple par le théorème de la divergence, on a :

$$\iint_{\Sigma} \rho \bar{v} \bar{n} d\sigma = \iiint_V \operatorname{div} (\rho \bar{v}) d\Omega$$

et il vient alors :

$$\iiint_V \rho I d\Omega = \iiint_V \operatorname{div} (\rho \bar{v}) d\Omega$$

Si le domaine considéré est un aquifère monocouche et si l'on peut supposer que la vitesse v , la masse volumique ρ et le débit massique sont indépendants de la hauteur z , il vient :

$$\iint_S \left(\rho I \int_{Z_1}^{Z_2} dz \right) dx dy = \iint_S \left(\rho \operatorname{div} (\bar{v}) \int_{Z_1}^{Z_2} dz \right) dx dy$$

S étant la surface projetée du volume V sur le plan ox, oy

En posant : $e = \int_{Z_1}^{Z_2} dz$ = épaisseur mouillée de la couche et en

supposant que cette épaisseur est une fonction de x et de y dont les variations sont faibles pour pouvoir effectivement supposer que l'écoulement est bidimensionnel, on peut faire entrer e sous le signe divergence et il vient :

$$\iint_S \rho I e dx dy = \iint_S \rho \operatorname{div} (\bar{v} e) dx dy$$

Si le domaine est supposé indéformable, on peut écrire l'égalité des quantités sous le signe somme, soit :

$$Ie = \operatorname{div} (\bar{v} e)$$

et, en appelant q le débit par unité de surface, on obtient l'équation de continuité :

$$q = \operatorname{div} (\bar{v} e) \quad (\text{équation 2})$$

2.1.3 - L'équation de diffusivité

Remplaçons dans l'équation 2 la vitesse par sa valeur tirée de l'équation 1, il vient :

$$q = \text{div} (K e \overline{\text{grad}} h)$$

et, en posant $T = k e =$ transmissivité de l'aquifère, nous aboutissons à l'équation de diffusivité :

$$q = \text{div} (T \overline{\text{grad}} h) \quad (\text{équation 3})$$

qui peut s'écrire par rapport aux axes ox et oy :

$$q = \frac{\partial}{\partial x} T \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} T \frac{\partial h}{\partial y} \quad (\text{équation 4})$$

T étant la valeur du coefficient de transmissivité au point de coordonnées x et y .

Cette équation traduit une relation entre les quantités q , h , T , toutes fonctions de x et de y .

C'est la fonction $T(x, y)$ qu'on se propose de chercher automatiquement.

On peut remarquer dès à présent que la fonction T s'obtient par dérivation de la fonction h . Il faut donc que la fonction h soit bien connue pour pouvoir déterminer T .

2.2 - CONSIDERATIONS SUR L'UNICITE DE LA SOLUTION (ref. 2.5)

Nous rappelons que la solution cherchée est la fonction $T(x, y)$ distribuée dans l'espace bidimensionnel. La fonction $h(x, y)$ est supposée connue en tout point du domaine. La fonction $q(x, y)$ est, dans un premier temps, supposée connue en chaque point.

Les données de terrain permettent, en général, de définir la répartition

des hauteurs piézométriques correspondant à un régime donné d'exploitation supposé stationnaire, obéissant à l'équation :

$$\frac{\partial}{\partial x} (T(x, y) \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (T(x, y) \frac{\partial h}{\partial y}) = q$$

qui peut s'écrire sous la forme suivante :

$$a T'x + b T'y + T \Delta h = q$$

avec :

$$a = \frac{\partial h}{\partial x} \quad b = \frac{\partial h}{\partial y} \quad T'x = \frac{\partial T}{\partial x} \quad T'y = \frac{\partial T}{\partial y}$$

$$\Delta h = \text{Laplacien de } h = \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}$$

C'est une équation aux dérivées partielles linéaire du premier ordre en $T(x, y)$. Les lignes caractéristiques sont les lignes définies par

$$\frac{dx}{a} = \frac{dy}{b} : \text{ce sont les lignes de courant de l'écoulement.}$$

En appelant s l'abscisse curviligne sur une ligne de courant, le calcul nous conduit à l'expression :

$$\frac{dT}{ds} = (T \Delta h - q) \frac{ds}{dh}$$

Posons $f(s) = \Delta h \frac{ds}{dh}$ et $g(s) = \frac{ds}{dh}$, il vient :

$$\frac{dT}{ds} = T f(s) - q g(s)$$

qui est une équation différentielle du premier ordre en T pour la variable s .

Elle s'intègre facilement et, en posant :

$$F(s) = \int_{s_0}^s f(s) ds$$

on obtient la solution :

$$T = T_0 e^{-\left(F(s) - F(s_0) \right) / e - F(s) \int_{s_0}^s q \cdot g(s) ds}$$

(équation 5)

dans laquelle T_0 est la transmissivité au point d'abscisse curviligne s_0 de la ligne de courant considérée.

Rappelons que le long d'une ligne de courant le flux est conservatif et, qu'en conséquence, le débit q d'échange avec le milieu extérieur est nul en tout point de la ligne, sauf à ses extrêmités.

2.2.1 - Supposons q connu aux extrêmités de la ligne de courant

Il est alors possible de déterminer (la fonction h étant connue) la valeur de la transmissivité en ce point par application de la loi de Darcy.

Par application de l'équation 5, on peut ensuite déterminer la transmissivité en tout point de la ligne de courant.

Si les débits d'échange avec l'extérieur sont connus aux extrêmités de toutes les lignes de courant du domaine, il est alors possible de déterminer la transmissivité en tout point du domaine et ceci de façon unique.

2.2.2 - Supposons q inconnu

L'équation 5 permet de donner la valeur relative des transmissivités le long de la ligne de courant. Pour pouvoir déterminer les transmissivités le long de cette ligne, il faudra se donner une seule valeur de la transmissivité. Le débit aux limites de la ligne de courant sera donné par application de la loi de Darcy.

2. 2. 3 - Problème général

Les deux cas précédents ne sont jamais satisfaits dans la réalité parce que l'on ne connaît pas une valeur de transmissivité ou un débit le long de chaque ligne de courant.

Les observations sur le terrain (caractéristiques géologiques, relevés piézométriques, jaugeages des émergences, essais de pompage, évaluation de l'infiltration, mesure des débits aux puits d'exploitation) qui visent à établir le schéma hydrodynamique de la nappe permettent de définir :

- un certain nombre de valeurs de transmissivité en certains points du domaine par interprétation d'essais de pompage,

- les valeurs de débits d'échange avec l'extérieur en certains points.

Ces observations peuvent donc conduire à l'acquisition de données qui peuvent être :

- soit surabondantes, par exemple si l'on connaît plus d'une valeur de transmissivité le long d'une ligne de courant ou à la fois le débit à la limite de cette ligne de courant et une ou plusieurs valeurs de transmissivité,

- soit insuffisantes, par exemple s'il existe des lignes de courant le long desquelles on ne connaît pas le débit à la limite et aucune transmissivité.

En conséquence, ces données injectées simultanément dans une "machine" résolvant l'équation (4), ne conduiront à une solution que dans la mesure où elles seront compatibles entre elles et cette solution ne sera unique que si elles sont suffisantes.

Il y aura donc lieu de prévoir, dans l'élaboration du programme de calcul des transmissivités, la possibilité de faire un choix parmi les hypothèses qui ne seraient pas compatibles entre elles, et de faire des hypothèses supplémentaires sur les zones où les hypothèses sont

insuffisantes, de façon à trouver l'optimum le plus vraisemblable satisfaisant au mieux l'ensemble des diverses hypothèses de terrain.

Ce qui vient d'être exposé dans ce paragraphe est très important pour comprendre l'objectif de la méthode de calcul qui permet de prendre en compte toutes les données et de trouver la solution qui les satisfasse au mieux. Il s'agit donc d'une méthode parfaitement adaptée aux besoins de l'hydrogéologue, permettant de prendre toutes les mesures en compte. Le résultat sera cependant d'autant plus juste et satisfaisant que les données auront été critiquées à l'avance de façon à éviter au maximum les incompatibilités et les indéterminations. Il importe d'orienter les investigations de terrain dans le but d'utiliser la méthode.

On serait tenté, en conclusion de ce paragraphe, d'adopter la formulation de l'équation (5) pour rechercher la distribution des transmissivités au sein d'un aquifère. La méthode consisterait donc à tracer le réseau des lignes de courant, c'est-à-dire le réseau de courbes orthonormées aux courbes équipotentielles. Le domaine pourrait ainsi être discrétisé en tubes de courant élémentaires et l'équation (5) appliquée sur chaque tube de courant. En fait, cette méthode, si elle est correcte du point de vue mathématique, est absolument inutilisable dans la pratique pour les raisons suivantes :

- les horizons aquifères ont généralement des conditions aux limites rendues complexes par le fait qu'ils sont alimentés de façon diffuse par infiltration et exploités en de nombreux points, si bien que, étant donnée une carte piézométrique, le réseau des lignes de courant ne peut être tracé avec une approximation suffisante (il nait des lignes de courant en tout point du domaine aquifère et il s'en échappe également en chaque puits d'exploitation).

- l'équation (5) fait appel à la fonction $f(s) = \Delta h \frac{ds}{dh}$,

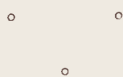
Δh étant le Laplacien de la fonction h , c'est-à-dire une différence de différences de potentiel, quantité qu'il est très difficile de déterminer si la fonction h n'est pas parfaitement connue.

- enfin, cette manière de faire rendrait le problème explicite au départ, c'est-à-dire que le calcul serait fait successivement

sur chaque tube de courant élémentaire, sans pouvoir introduire de relations entre les différents tubes de courant. Comme toute méthode explicite, le problème serait résolu de façon très imprécise pour autant que la fonction potentiel de départ ne soit pas supposée parfaitement connue. En particulier, on constaterait très vraisemblablement des discontinuités sur la fonction T cherchée, en passant d'un tube de courant à l'autre le long d'une même courbe équipotentielle.

2.3 - CONCLUSION

La méthode qui va être exposée au chapitre suivant n'est donc pas du tout basée sur une discrétisation du domaine en tubes de courant élémentaires et indépendants, mais elle a l'avantage, en adoptant un réseau maillé orthonormé de résoudre le problème de façon globale, c'est-à-dire de façon entièrement implicite, l'ensemble de toutes les transmissivités étant calculé simultanément. La valeur calculée d'une transmissivité en un point du domaine dépend des données relatives à l'ensemble du domaine.



3 - TROISIEME PARTIE : EXPOSE DE LA METHODE

A partir des considérations théoriques exposées au chapitre précédent, le principe de calcul proprement dit est développé ici. Sur ce calcul est basé le modèle permettant d'obtenir avec une bonne approximation la distribution des transmissivités dans l'espace bidimensionnel à partir de :

- la connaissance de la piézométrie
- la connaissance partielle de certains débits aux limites
- la connaissance des transmissivités déterminées en certains points par essais de pompage.

3.1 - DISCRETISATION DE L'EQUATION DE DIFFUSIVITE (ref. 2.1)

Reprenons l'équation 4 :
$$\frac{\partial}{\partial x} T \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} T \frac{\partial h}{\partial y} = q$$

Nous allons la mettre sous la forme d'une équation aux différences finies dans l'espace à deux dimensions, en supposant que les dérivées des quantités par rapport aux variables x et y sont égales au rapport de deux différences finies. La démonstration se fait usuellement par développement en séries de Taylor en négligeant les termes du quatrième ordre, mais nous n'exposerons pas ici cette démonstration qui est assez lourde.

Supposons que le domaine doit être divisé en petits éléments de surface rectangulaires de côtés DX et DY selon le schéma de la figure 2.

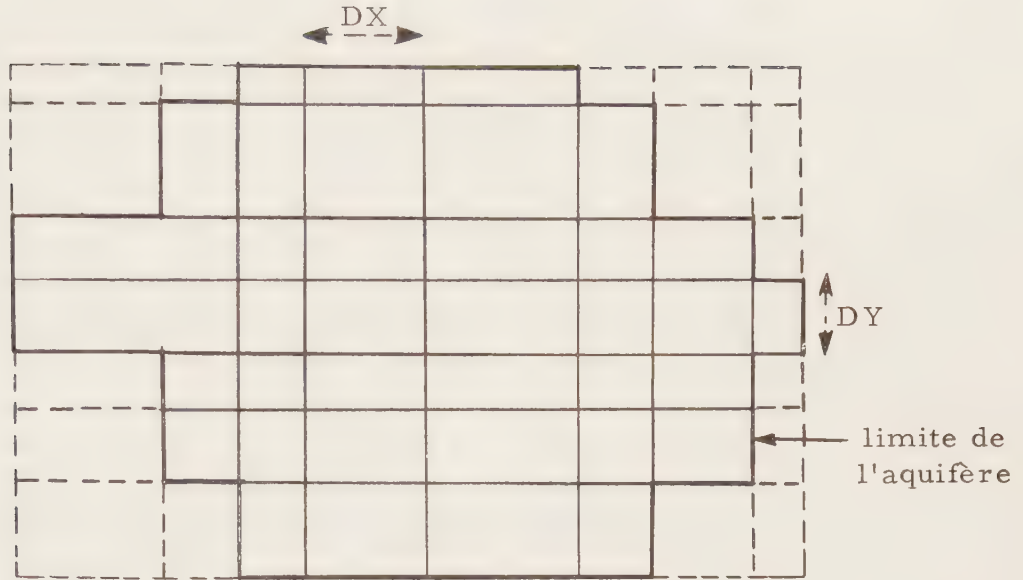


Figure 2

Discrétisation du domaine en éléments
de surface rectangulaires

Nous ferons comme hypothèse que ces éléments sont petits par rapport à la surface totale de l'aquifère. Usuellement, avec des données de base de qualité moyenne, la division de l'espace en 500 éléments est suffisante. La méthode n'est cependant pas limitative et, avec les ordinateurs actuels, on peut monter facilement jusqu'à 3 000 éléments.

Prenons une de ces cellules où éléments d'espace entourée de quatre cellules voisines, gauche, droite, bas et haut, que nous repèrerons par les indices g, d, b, h.

Considérons la figure 3 ; rapportée aux éléments d'espace DX_g , DX_d , DX_b , DX_h , DY_g , DY_d , DY_b , DY_h et en appelant Tx_g , Tx_d , Ty_b , Ty_h les g transmissivités moyennes entre le centre de la cellule et celle de gauche, droite, bas, haut, l'équation de diffusivité peut s'écrire :

$$\frac{Tx_g}{DX} \left(\frac{h_g - h}{\frac{DX_g + DX}{2}} \right) - \frac{Tx_d}{DX} \left(\frac{h - h_d}{\frac{DX + DX_d}{2}} \right) + \frac{Ty_b}{DY} \left(\frac{h_b - h}{\frac{DY_b + DY}{2}} \right) - \frac{Th_g}{DY} \left(\frac{h - h_h}{\frac{DY + DY_h}{2}} \right) = q$$

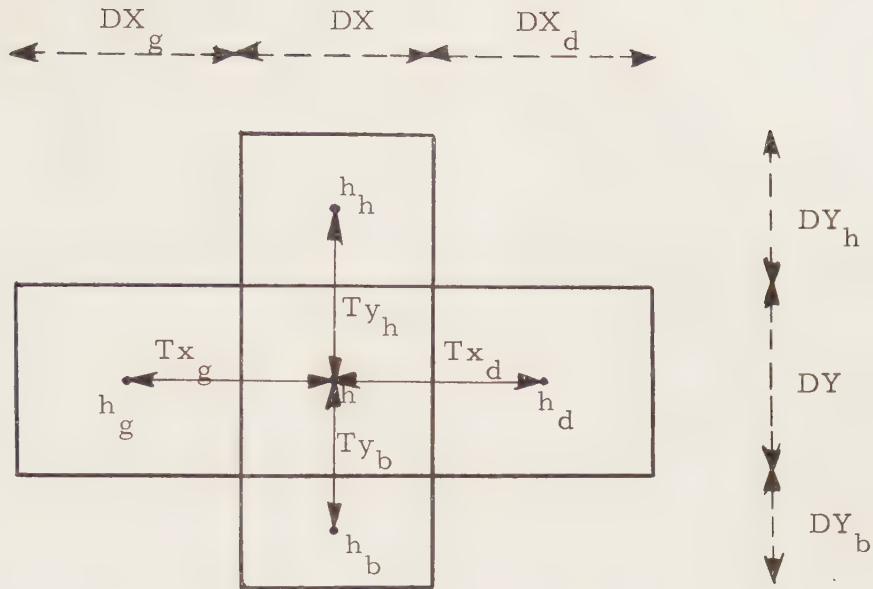


Figure 3

Discrétisation du domaine au niveau de la cellule

les termes $\frac{h_g - h}{DX_g + DX}$, etc. étant l'équivalent discret des dérivées

$$\frac{\partial h}{\partial x}, \frac{\partial h}{\partial y}, \text{ les termes } \frac{Tx_g}{DX} \left(\frac{h_g - h}{DX_g + DX} \right) - \frac{Tx_d}{DX} \left(\frac{h - h_d}{DX + DX_d} \right), \text{ etc.}$$

étant l'équivalent discret de $\frac{\partial}{\partial x} T \frac{\partial h}{\partial x}$, etc.

En multipliant les deux termes par la quantité $DXDY$, le deuxième membre devient égal au débit entrant dans la cellule (alors que q était le débit surfacique) positif pour un débit entrant, négatif pour un débit sortant.

En arrangeant les termes, il vient :

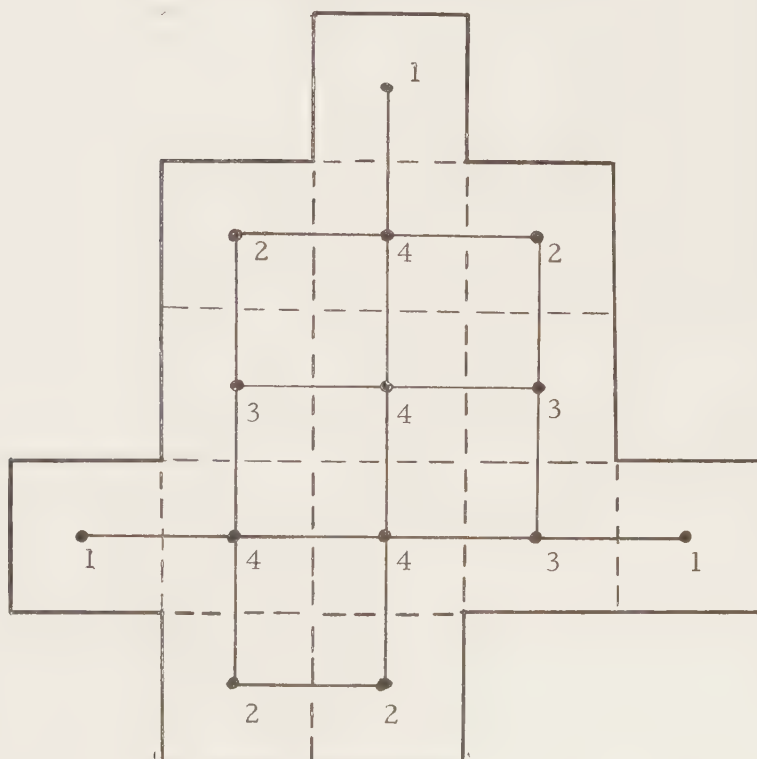
$$2Tx_g DY \frac{h_g - h}{DX_g + DX} + 2Tx_d DY \frac{h_d - h}{DX + DX_d} + 2Ty_b DX \frac{h_b - h}{DY_b + DY} + 2Ty_h DX \frac{h_h - h}{DY + DY_h} = Q$$

C'est l'équation aux différences finies de l'écoulement qui traduit tout simplement que la somme des flux entrant par les quatre facettes de la cellule est égale au débit d'échange avec l'extérieur.

Cette équation peut être établie pour chaque cellule du domaine. Elle traduit une relation liant le potentiel du centre de chaque cellule ou "nœud" avec les autres nœuds voisins. Les transmissivités T_{x_g} , T_{x_d} , T_{y_b} , T_{y_h} qu'elle fait intervenir sont les transmissivités relatives à la faculté de circulation de l'eau entre le centre de la cellule et celui des quatre cellules voisines. Si la cellule est à la frontière du domaine, le nœud de cette cellule peut n'être relié qu'à un, deux ou trois nœuds du domaine suivant la configuration de la figure 4

Figure 4

Configuration des "nœuds"
aux frontières du domaine



3.3 - DEGRE DE LIBERTE SUR LE CHOIX DES CONDITIONS AUX LIMITES

L'ensemble des équations précitées suppose connues les conditions aux limites de l'écoulement qui sont les débits entrant ou sortant (Q) du domaine par les cellules situées sur la frontière ou par n'importe quelle cellule du domaine qui peut recevoir un certain flux (infiltration) ou le laisser échapper (évapotranspiration, débits d'exploitation de la nappe). En d'autres termes, il existe une condition à la limite de débit sur toute cellule du domaine, donnée par le débit entrant ou sortant, ce débit pouvant être nul.

La difficulté qui apparaît maintenant vient du fait qu'il existe pratiquement toujours dans la réalité une méconnaissance des flux entrant dans le domaine ou sortant du domaine, en particulier aux mailles frontières pour lesquelles, dans le cas du problème de la recherche des potentiels, on se contente d'afficher une condition à la limite de type potentiel imposé. Pour les mailles du domaine situées dans ce cas, la relation de l'équation de diffusivité discrétisée ne peut être utilisée à cause de la non connaissance de la condition à la limite sur le débit. Il faut donc, là encore, pour déterminer le problème, invoquer des hypothèses supplémentaires.

On trouvera ces hypothèses supplémentaires par l'interprétation des essais de pompage réalisés sur le terrain en un nombre limité de points pour chacun desquels on peut obtenir une valeur connue de la transmissivité.

On prendra ces valeurs connues comme condition à la limite de type $T = T_0$, transmissivité imposée en n'importe quelle maille du domaine et on adoptera, sur les mailles où le débit à la limite est inconnu, une hypothèse de continuité sur les transmissivités, par exemple : la transmissivité d'une maille frontière pourra être la moyenne de celles des mailles voisines.

Les hypothèses de continuité du milieu sur les mailles dont le débit d'échange avec l'extérieur est inconnu seront invoquées pour déterminer le problème lorsque le nombre de transmissivités connues n'est pas suffisant.

A partir de ces hypothèses, on arrive à un système d'équations linéaires pouvant comporter plus d'équations que d'inconnues et on choisira comme solution de ce système la solution qui satisfasse au mieux l'ensemble des équations surabondantes qui le composent.

On gardera la possibilité dans ce système d'attribuer un degré de confiance aux équations. Par exemple, on attribuera un grand degré de confiance aux équations du type $T = T_0$, transmissivité connue aux mailles où la valeur de la transmissivité a été parfaitement bien déterminée par un essai de pompage, un petit degré de confiance aux points où cette transmissivité n'a pu être déterminée sur le terrain de manière approchée.

A ce stade, nous pouvons dire que la méthode est parfaitement adaptée à l'hydrogéologue parce qu'il pourra introduire dans le modèle l'ensemble des paramètres qu'il connaît et, éventuellement, omettre ceux qu'il ne connaît pas, à l'exception des valeurs piézométriques qui doivent obligatoirement être affichées en chaque maille.

Il faut, bien entendu, pour que le problème ait un sens, que seules, quelques mailles soient à débit inconnu. Il faut, en effet, pouvoir affecter à la majorité des mailles l'équation de diffusivité discrétisée qui, elle seule, prend en compte l'hétérogénéité du milieu, alors que toutes les autres équations sont des équations d'isotropie et de lissage sur les limites.

Dans la pratique, on est souvent en présence de ce cas, parce que l'on peut appliquer la méthode à partir de la connaissance de la fonction piézométrique $h(x, y)$ à une date où l'on peut raisonnablement supposer que l'infiltration et l'évaporation sont nulles. Dans ce cas, pour une nappe à surface libre, l'aquifère est généralement alimenté par sa surface et si le niveau piézométrique n'est pas parfaitement stable dans le temps (baisse du niveau piézométrique) on pourra supposer que la nappe est alimentée par un débit surfacique égal à : $S \frac{\partial h}{\partial t}$

S : étant le coefficient d'emmagasinement dû à la désaturation du terrain

$\frac{\partial h}{\partial t}$: la variation piézométrique dans le temps.

Pour avoir le moins d'erreur possible sur ce débit, il convient de choisir les périodes les plus monotones de l'écoulement, de façon à ce que ces débits soient faibles et n'introduisent pas, dans la mesure où ils sont imprécis (à cause de la mauvaise connaissance de S), des erreurs trop grandes sur les transmissivités.

3.4 - CONCLUSION

L'ensemble des techniques de programmation, de résolution numérique, d'imposition des données nécessaires à la méthode sont répertoriées en annexes 1, 2, 3 et 4.

Dans cette troisième partie, seule la conception de la méthode a été exposée et elle peut se résumer ainsi :

Le champ des transmissivités dans un aquifère peut être calculé à partir d'un champ piézométrique bien déterminé, de quelques valeurs de transmissivité connues, de la connaissance des débits d'échange avec l'extérieur du domaine, à l'exception des frontières où ces débits peuvent être inconnus. Avec l'ensemble de ces données, la méthode de calcul automatique des transmissivités permet de trouver une solution optimum de distribution des transmissivités basée sur des critères d'isotropie du milieu et de continuité de la transmissivité sur les frontières du domaine. Les discontinuités brutales de la transmissivité ne peuvent être décelées par le calcul que dans la mesure où ces discontinuités apparaissent dans les données relatives aux transmissivités fixées et déterminées au préalable par des essais de pompage.

QUATRIEME PARTIE : APPLICATION DE LA METHODE A L'ETUDE DE LA NAPPE DE LA CRAU

La nappe de la Crau a été choisie pour illustrer cette méthode pour plusieurs raisons :

- la nappe est relativement bien connue du point de vue piézométrique car il existe de nombreux piézomètres relevés régulièrement ;
- elle est très complexe par son hétérogénéité et par la présence d'une surface libre et d'une alimentation diffuse par infiltration ;
- il existe un certain nombre de points où la transmissivité a été bien déterminée par essais de pompage ;
- cette nappe a déjà fait l'objet d'études sur modèles analogiques et mathématiques (voir rapports Géohydraulique n° 156, 163, 252, 285) et on possède donc un certain nombre de résultats qu'il est possible de comparer avec ceux trouvés par la méthode de restitution automatique des transmissivités faisant l'objet de cette thèse. (ref. 3.5, 3.6, 3.10, 3.14)

Le but de l'application de la méthode sur la nappe de la Crau est de déterminer les transmissivités avec une précision qui soit de l'ordre de 30%. En effet, une telle précision obtenue sur le bilan d'une nappe semble déjà bonne, compte tenu des données de terrain, dont une légère imprécision a beaucoup d'incidence sur la précision du calcul des transmissivités. En tout état de cause, on ne peut trouver la distribution exacte des transmissivités, mais, dans la mesure où l'on peut restituer l'état piézométrique initial à partir des transmissivités calculées et si les valeurs de transmissivités calculées sur l'ensemble du domaine respectent les valeurs de transmissivités imposées en un nombre limité de points, on pourra dire que le but sera atteint et que le simulateur construit avec ces transmissivités aura de bonnes chances d'être représentatif. Pour s'assurer de la représentativité du simulateur, il y aurait lieu de restituer plusieurs états piézométriques observés avec des conditions aux limites différentes.

4. 1 - INTERPRETATION des DONNEES, SCHEMA HYDRODYNAMIQUE de la NAPPE

L'étude de la nappe de la Crau n'est faite ici que sur une partie limitée à la zone Sud-Est couvrant environ 250 km² et s'étendant grossièrement entre Istres, Miramas, Saint-Martin de Crau et les marais du Rhône (voir plan de situation planche 1).

La nappe est à surface libre et est comprise dans les cailloutis quaternaires perméables de la Crau. Elle repose sur un substratum imperméable miocène ou pliocène.

La piézométrie de la nappe est bien connue dans l'espace et dans le temps et les valeurs de transmissivités de l'aquifère ont été déterminées en un certain nombre de points par des essais de pompage.

La partie de la nappe faisant l'objet de l'étude est limitée :

- au Nord-Est par la courbe équipotentielle 40 mètres,
- au Sud-Ouest par la courbe équipotentielle 1 mètre,
- à l'Est par les coteaux d'Istres supposés imperméables,
- à l'Ouest par une ligne de courant ou ligne de flux nul.

Elle est alimentée par la bordure Nord-Est et par les eaux d'infiltration provenant du surplus des irrigations et de la pluie. Elle est drainée par quelques puits d'exploitation et par la bordure Sud-Ouest (marais du Rhône).

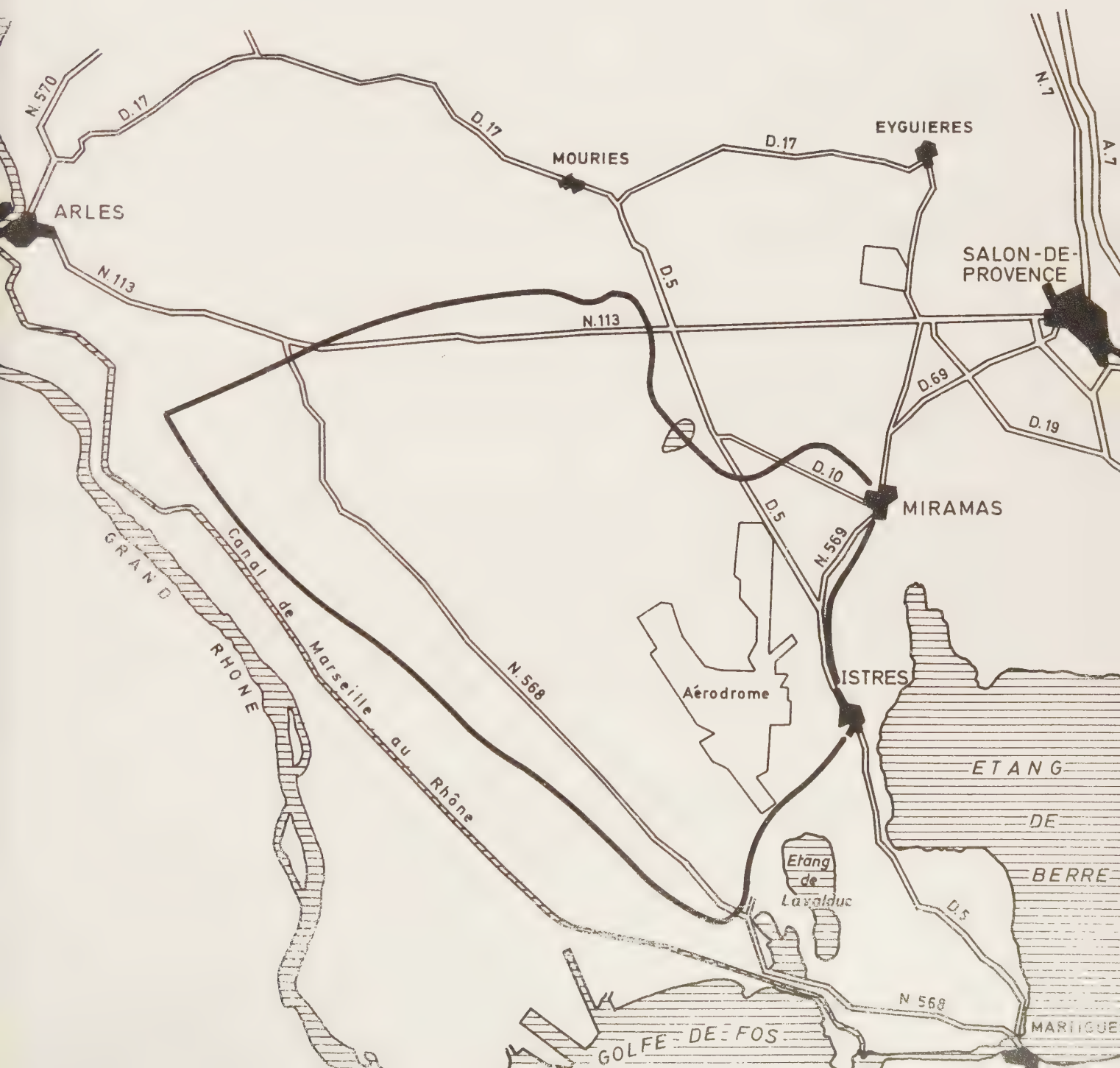
Les états piézométriques de référence pour établir les modèles ont été pris en 1962, année pendant laquelle on distingue :

- une période d'alimentation due à l'infiltration des eaux de pluie en Janvier et Février,
- une période sans alimentation en Mars,

NAPPE DE LA CRAU

PLAN DE SITUATION DU MODELE

ECHELLE = 1/200.000



- une période d'alimentation due au surplus des irrigations en Avril, Mai, Juin, Juillet, Août et Septembre,
- une période sans alimentation en Octobre et Novembre,
- une période d'alimentation due à l'infiltration des eaux de pluie en Décembre.

La présente étude est limitée volontairement à la recherche de la distribution spatiale des transmissivités et, pour cela il suffit de choisir un état piézométrique instantané pour lequel on connaît au mieux les débits d'échange avec le milieu extérieur.

Pour l'étude sur cuve rhéoélectrique, la date du 15 Mars avait été choisie. Pour l'étude par restitution automatique des transmissivités, on a choisi celle du 30 Mars.

4. 2 - ETUDE SUR CUVE RHEOELECTRIQUE (ref. 3.6)

Cette étude sur cuve rhéoélectrique est rappelée ici pour mémoire, de façon à pouvoir comparer par la suite les résultats qu'elle a apportés avec ceux de la méthode de restitution automatique des transmissivités.

Une telle cuve est composée d'un bac ayant les contours de la nappe à étudier et elle contient de l'eau légèrement conductrice. Le fond de la cuve est composé de pâte à modeler, ce qui permet, par adjonction ou suppression de pâte, de faire varier la hauteur d'électrolyte, cette hauteur étant proportionnelle à la transmissivité de l'aquifère. Le potentiel électrique est proportionnel au potentiel hydrodynamique et l'intensité électrique au débit hydraulique. Une sonde permet de mesurer le potentiel en tout point de l'électrolyte.

La planche 2 montre :

- la piézométrie de la nappe obtenue par interpolation des mesures du niveau de l'eau relevées sur le terrain dans les piézomètres en quatre vingts points environ.

NAPPE DE LA CRAU

PLANCHE

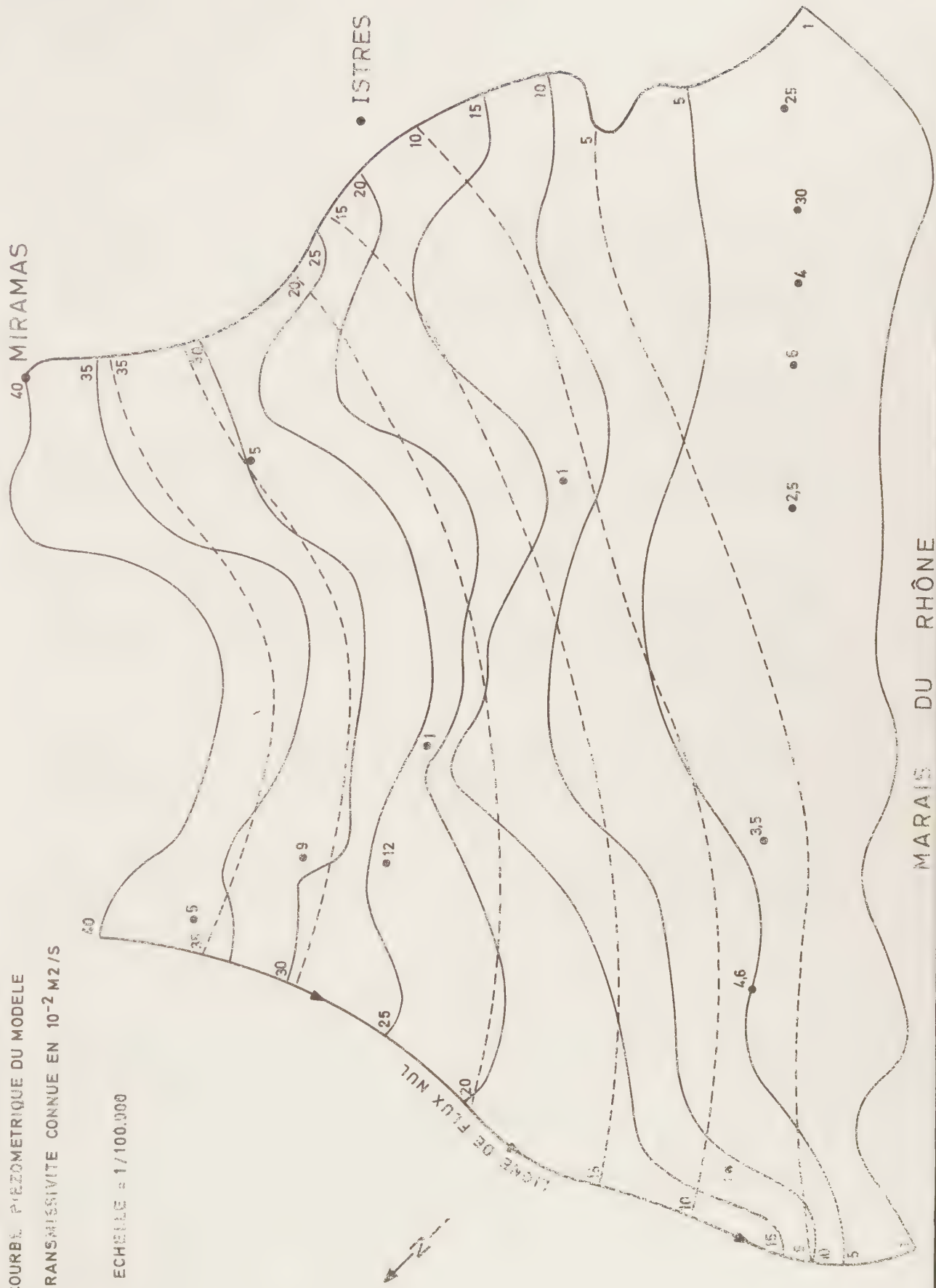
CARTE PIEZOMETRIQUE RELEVÉE SUR LE TERRAIN — TRANSMISSIVITES CONNUES
EN CERTAINS POINTS — PREMIÈRE CARTE PIEZOMETRIQUE OBTENUE SUR CUVE

— COURBE PIEZOMETRIQUE DE TERRAIN

- - - COURBE PIEZOMETRIQUE DU MODELE

• TRANSMISSIVITE CONNUE EN 10^{-2} M²/S

ECHELLE = 1/100.000



MARAI'S DU RHÔNE

- les points où la transmissivité a été déterminée par essais de pompage (on n'a retenu ici que les points ayant fait l'objet d'une interprétation d'essais de pompage transitoires pendant une durée suffisamment longue pour intéresser une grande partie d'aquifère "rayon d'action" de 500 mètres minimum).

Le but de la manipulation sur cuve rhéoélectrique est de chercher une distribution des transmissivités respectant les points de transmissivité connue, de façon à obtenir sur la cuve rhéoélectrique une carte piézométrique la plus voisine possible de celle du terrain. Lors de la première simulation sur cuve, on a obtenu la carte piézométrique en pointillé planche 2.

On peut remarquer que les cartes piézométriques du terrain et du modèle lors de cette première simulation se superposent très mal. Il faut donc modeler le fond de la cuve tout en conservant les épaisseurs d'électrolyte aux endroits où l'on connaît la transmissivité jusqu'à obtenir une coïncidence des courbes la plus parfaite possible.

Après une série de simulations (une quinzaine environ), on est arrivé à obtenir la carte piézométrique de la planche 3, sur laquelle on note une meilleure coïncidence des courbes, mais on voit que la juxtaposition est cependant loin d'être parfaite.

Pour arriver à cette superposition, on a été amené à simuler des infiltrations au moyen d'électrodes d'injection de courant et on a modelé le fond de la cuve jusqu'à obtenir la carte des transmissivités de la planche 4.

Dans ces conditions, le bilan de la nappe était le suivant :

- | | |
|--|--------------------------|
| - débit entrant dans la nappe par l'équipotentielle 40 m : | 1.55 m ³ /s |
| - débit d'infiltration : | 1.15 m ³ /s |
| - débit d'exploitation par puits de captage : | - 0.40 m ³ /s |
| - débit sortant à travers l'équipotentielle 1 m : | - 2.30 m ³ /s |

En conclusion de cette étude sur cuve, on peut faire les critiques suivantes :

COMPARAISON DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE TERRAIN ET DE LA CARTE PIEZOMETRIQUE FINALE OBTENUE SUR CUVE

- COURSE PIEZOMETRIQUE DE TERRAIN
- - - - COURSE PIEZOMETRIQUE DU MODELE

ECHELLE = 1/100.000



MAPPE DE LA CKHU

CARTE DES TRANSMISSIVITES INITIALES RELEVÉES SUR CUVE RHEOELECTRIQUE



- la superposition des états piézométriques du terrain et du modèle n'est pas parfaite,

- les débits d'infiltration simulés au moyen d'électrodes d'injection de courant ont été distribués au jugé de l'opérateur (de façon à essayer de faire coïncider au mieux les courbes piézométriques).

- la solution obtenue n'est peut-être pas la plus logique.

4. 3 - ETUDE des RESULTATS APPORTES PAR la METHODE de RESTITUTION AUTOMATIQUE des TRANSMISSIVITES A PARTIR des DONNEES de la CUVE RHEOELECTRIQUE

Cette étude a été faite dans le but de tester le bon fonctionnement des programmes utilisés pour la méthode de restitution automatique des transmissivités et ceci pour plusieurs hypothèses.

Les débits d'alimentation par infiltration ($1,15 \text{ m}^3/\text{s}$) et les débits d'exploitation ($0,40 \text{ m}^3/\text{s}$) étaient supposés connus.

Pour toutes ces hypothèses on a utilisé le maillage défini planche 5. Les différents modèles élaborés comportaient ainsi 500 mailles environ de 1 kilomètre de long sur 500 mètres de large.

4.3.1 - Première hypothèse

4.3.1.1. - Calcul préliminaire

La piézométrie de la cuve rhéoelectrique était relativement imprécise à cause des électrodes d'injection de courant en nombre limité simulant l'infiltration qui est diffuse dans la réalité. Pour avoir une piézométrie plus précise, il était donc nécessaire de substituer à la cuve un modèle plus exact et c'est ce qui a été fait en employant un modèle mathématique permanent avec le maillage de la planche 5.

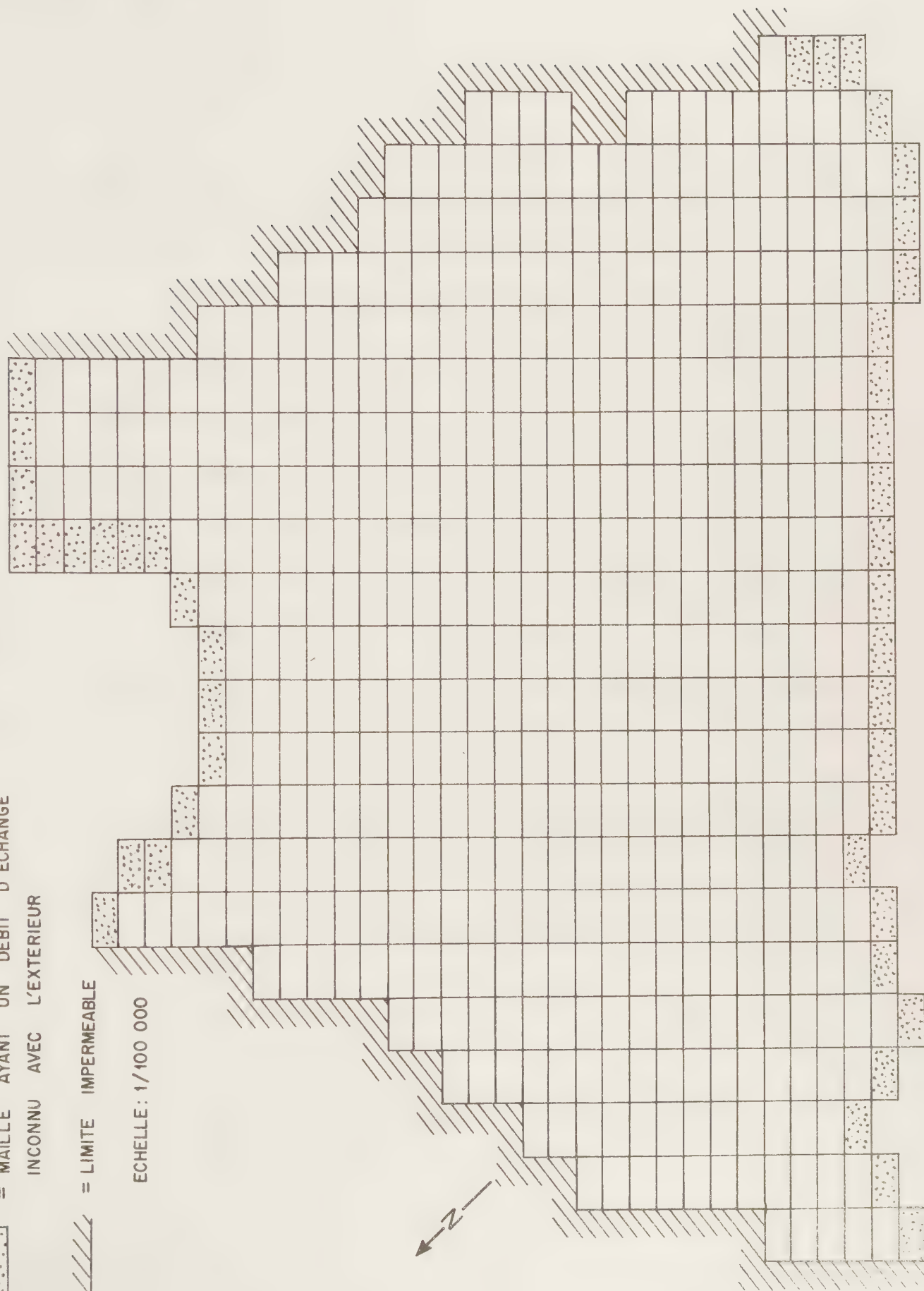
NAPPE DE LA CRAU

MAILLAGE ET CONDITIONS AUX LIMITES

 = MAILLE AYANT UN DEBIT D'ECHANGE INCONNU AVEC L'EXTERIEUR

 = LIMITE IMPERMEABLE

ECHELLE: 1/100 000



A partir de la carte des transmissivités de la cuve rhéoelectrique (planche 4), le modèle mathématique permanent a permis de calculer la carte piézométrique de la planche 6 en imposant les mêmes conditions aux limites que sur la cuve :

- potentiel imposé sur les limites Nord-Est et Sud-Ouest
- débits d'infiltration et d'exploitation connus.

Avec cette hypothèse on a trouvé le bilan de la nappe suivant :

- débit entrant à la limite Nord-Est : $1,65\text{m}^3/\text{s}$
- débit entrant par infiltration : $1,15\text{m}^3/\text{s}$
- débit sortant par les puits d'exploitation : $-0,40\text{m}^3/\text{s}$
- débit sortant à la limite Sud-Ouest : $-2,30\text{m}^3/\text{s}$

(Ces résultats sont très voisins de ceux trouvés sur cuve rhéoelectrique dans les mêmes hypothèses)

4.3.1.2. - Calcul des transmissivités

Le calcul des transmissivités a été fait en prenant pour hypothèse, d'une part la carte piézométrique de la planche 6, d'autre part les conditions aux limites suivantes :

- débits d'infiltration et d'exploitation connus ($1,15\text{m}^3/\text{s}$ et $-0,40\text{m}^3/\text{s}$) répartis de la même façon que sur la cuve rhéoelectrique,
- neuf transmissivités imposées (T1 à T9) réparties au hasard sur le domaine,
- continuité de la transmissivité en 42 mailles (voir planche 5) dans lesquelles il y a échange de débit avec le milieu extérieur.

CARTE PIEZOMETRIQUE D'APRES LES TRANSMISSIVITES INITIALES
OBTENUE PAR MODELE MATHEMATIQUE

20 = NIVEAU PIEZOMETRIQUE

ECHELLE = 1/100.000



La carte des transmissivités issue de ce calcul est donnée planche 7. On notera qu'elle est légèrement différente de la carte des transmissivités de la planche 4 et, qu'en général les transmissivités sont plus fortes, mais que l'ensemble de la carte a bien la même allure.

Ensuite, pour vérifier que les transmissivités ainsi calculées sont satisfaisantes, un modèle mathématique a permis de restituer la carte piézométrique de la planche 8 en imposant le potentiel aux seules limites Nord-Est et Sud-Ouest, c'est-à-dire sur les 42 mailles où, précédemment on avait imposé des hypothèses de continuité sur les transmissivités. On peut ainsi vérifier l'excellente coïncidence des courbes piézométriques des planches 6 et 8 qui se superposent presque parfaitement, alors que la superposition entre la carte piézométrique de terrain et celle obtenue sur cuve rhéoelectrique (planche 3) était beaucoup moins bonne.

Avec la carte piézométrique de la planche 8, le bilan obtenu pour la nappe était le suivant :

- débit entrant à la limite Nord-Est	: 1,80 m ³ /s
- débit d'infiltration	: 1,15 m ³ /s
- débit aux puits d'exploitation	: - 0,40 m ³ /s
- débit sortant à la limite Sud-Ouest	: - 2,55 m ³ /s

On voit que les débits de transit sont un peu plus élevés que ceux trouvés au moyen de la cuve rhéoelectrique ; il sort à la limite Sud-Ouest 2,55 m³/s alors que sur la cuve il sortait 2,30 m³/s, soit une différence relative de 10%.

4.3.2. - Deuxième hypothèse

On pourrait reprocher à l'hypothèse du cas précédent d'utiliser une carte piézométrique obtenue par modèle mathématique, c'est-à-dire une carte prenant en compte la discrétisation du milieu.

Dans cette seconde hypothèse, la carte piézométrique initiale a été tracée par interpolation d'un certain nombre de valeurs (environ 80).

CARTE DES TRANSMISSIVITES OBTENUE AVEC LA CARTE PIEZOMETRIQUE
DU MODELE MATHEMATIQUE ET NEUF TRANSMISSIVITES IMPOSEES



T_3 = TRANSMISSIVITE IMPOSEE

20: = TRANSMISSIVITE EN .01 M2/S

ECHELLE = 1/100.000

RESTITUTION DE LA PIEZOMETRIE AVEC LA CARTE DES TRANSMISSIVITES CALCULEES D APRES LA CARTE PIEZOMETRIQUE DU MODELE MATHEMATIQUE ET NEUF TRANSMISSIVITES IMPOSEES



Cette carte piézométrique est donnée planche 9. Les conditions de débit d'infiltration et d'exploitation sont les mêmes que dans le cas précédent et les transmissivités sont imposées aux mêmes points avec les mêmes valeurs.

On a obtenu par la méthode de restitution automatique des transmissivités la carte de la planche 10. On pourra constater que cette carte, bien que voisine de celle obtenue dans la première hypothèse, n'est pas strictement identique à celle de la planche 7. On peut en conclure que la distribution spatiale des transmissivités est très sensible aux erreurs sur la fonction potentiel. Ceci n'a rien d'étonnant puisque l'équation de continuité introduit la transmissivité comme une fonction des dérivés partielles de la fonction potentiel par rapport aux coordonnées x et y .

Pour vérifier que les transmissivités ainsi calculées sont satisfaisantes, la piézométrie a été restituée dans les mêmes conditions que pour la première hypothèse. La carte piézométrique restituée figure planche 11 et se superpose très bien à celle de la planche 9.

Le bilan de la nappe était le suivant :

- débit entrant à la limite Nord-Est	: 2,30 m ³ /s
- débit d'infiltration	: 1,15 m ³ /s
- débit aux puits d'exploitation	: - 0,40 m ³ /s
- débit sortant à la limite Sud-Ouest	: - 3,05 m ³ /s

Les débits de transit sont ici encore un peu plus élevés que ceux de la première hypothèse. Il sort 3,05 m³/s alors que, dans le cas précédent, il sortait 2,55 m³/s, soit une différence relative de 17%.

On voit donc qu'en se donnant des états piézométriques voisins (planche 6 et planche 9), on obtient des solutions légèrement différentes mais ayant toujours le même aspect. On peut supposer que les solutions obtenues à partir d'états piézométriques voisins ne seront jamais très différentes à cause des transmissivités imposées qui contraignent le champ des transmissivités trouvé à se situer dans un "diapason" relativement étroit.

INSTITUT DE LA CARTE

CARTE PIEZOMETRIQUE OBTENUE PAR INTERPOLATION
D UN NOMBRE LIMITE DE VALEURS



20 = NIVEAU PIEZOMETRIQUE

ECHELLE = 1/100.000

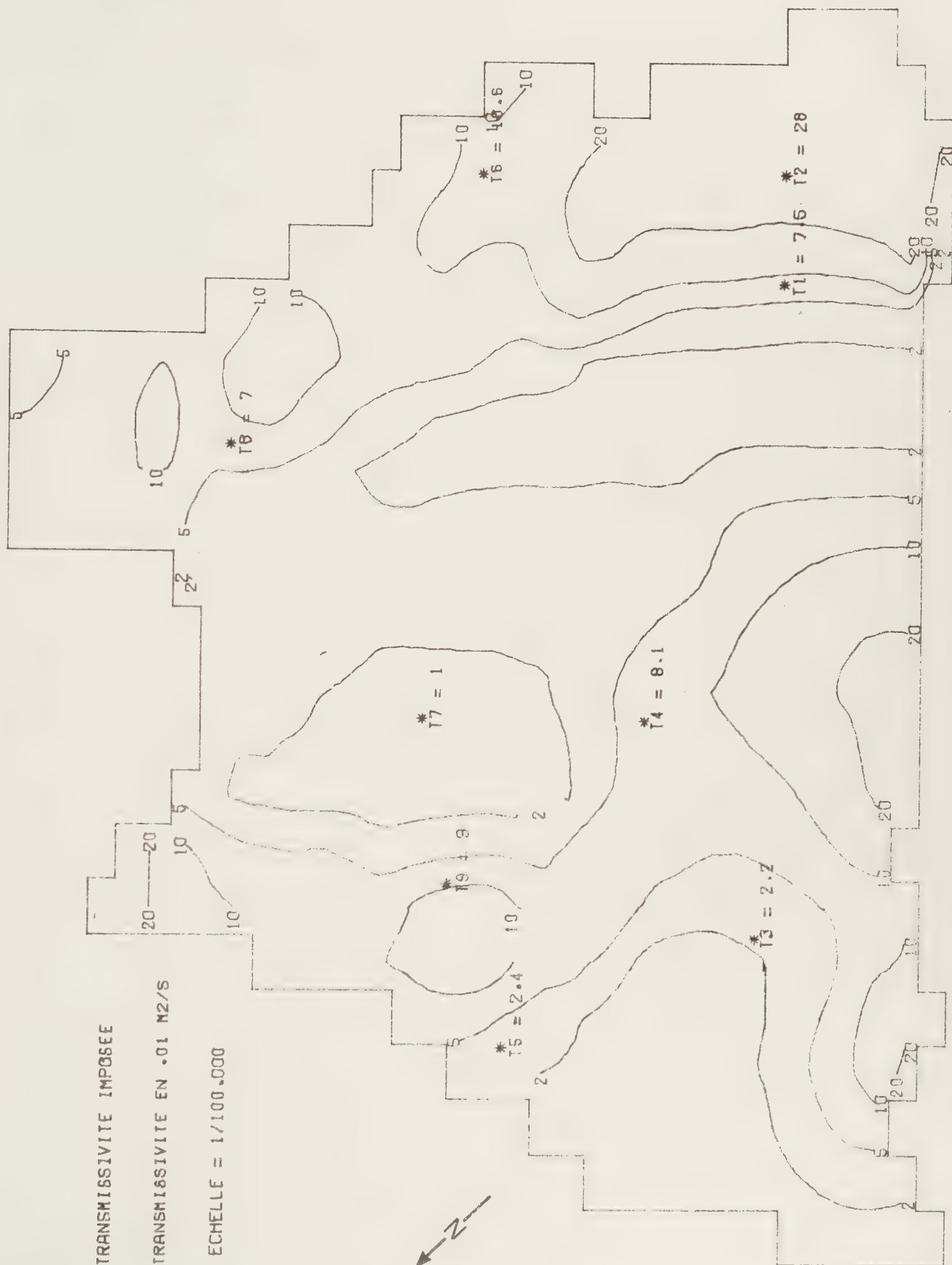
INAPPE DE LA CNU

CARTE DES TRANSMISSIVITES OBTENUE AVEC LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE ET NEUF TRANSMISSIVITES IMPOSEES

T3 = TRANSMISSIVITE IMPOSEE

20 = TRANSMISSIVITE EN .01 M2/S

ECHELLE = 1/100.000



RESTITUTION DE LA PIEZOMETRIE AVEC LA CARTE DES TRANSMISSIVITES CALCULEES 0 APRES
LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE ET NEUF TRANSMISSIVITES IMPOSEES



4.3.3. - Troisième hypothèse

Au lieu de se fixer 9 transmissivités imposées, on ne s'en est fixé que 5. La carte piézométrique était la même que précédemment (planche 9).

La carte des transmissivités calculées est donnée planche 12 et la restitution de la piézométrie planche 13.

La carte des transmissivités obtenue est voisine de celle obtenue avec 9 transmissivités imposées et on peut en conclure que 9 transmissivités imposées dans un champ de 500 mailles sont suffisantes pour déterminer correctement le problème.

Le bilan obtenu pour la nappe est le suivant :

- débit entrant à la limite Nord-Est	: 2,25 m ³ /s
- débit d'infiltration	: 1,15 m ³ /s
- débit aux puits d'exploitation	: - 0,40 m ³ /s
- débit sortant à la limite Sud-Ouest	: - 3,00 m ³ /s

4.3.4. - Quatrième hypothèse

La carte piézométrique était toujours celle de la planche 9, mais on ne s'est fixé qu'une seule transmissivité imposée.

La carte des transmissivités calculées est donnée planche 14 et la restitution de la piézométrie planche 15.

Les transmissivités obtenues sont ici plus faibles que pour les deux cas précédents et l'hétérogénéité moins marquée. On peut conclure qu'une seule transmissivité imposée n'est pas suffisante pour traduire l'hétérogénéité du système.

Le bilan pour la nappe est le suivant :

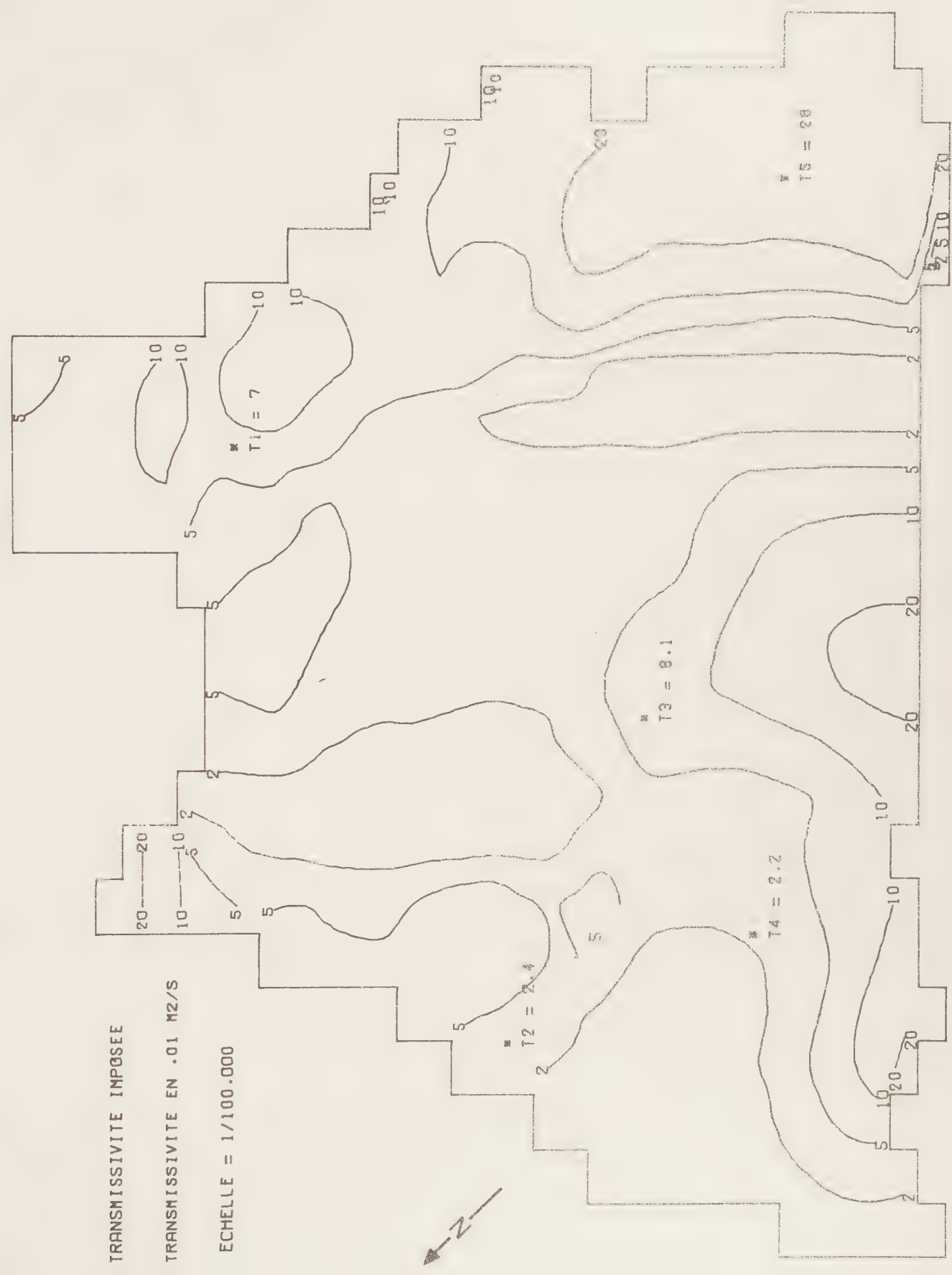
- débit entrant à la limite Nord-Est	: 1,40 m ³ /s
- débit d'infiltration	: 1,15 m ³ /s

CARTE DES TRANSMISSIVITES OBTENUE AVEC LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE
ET CINQ TRANSMISSIVITES IMPOSEES

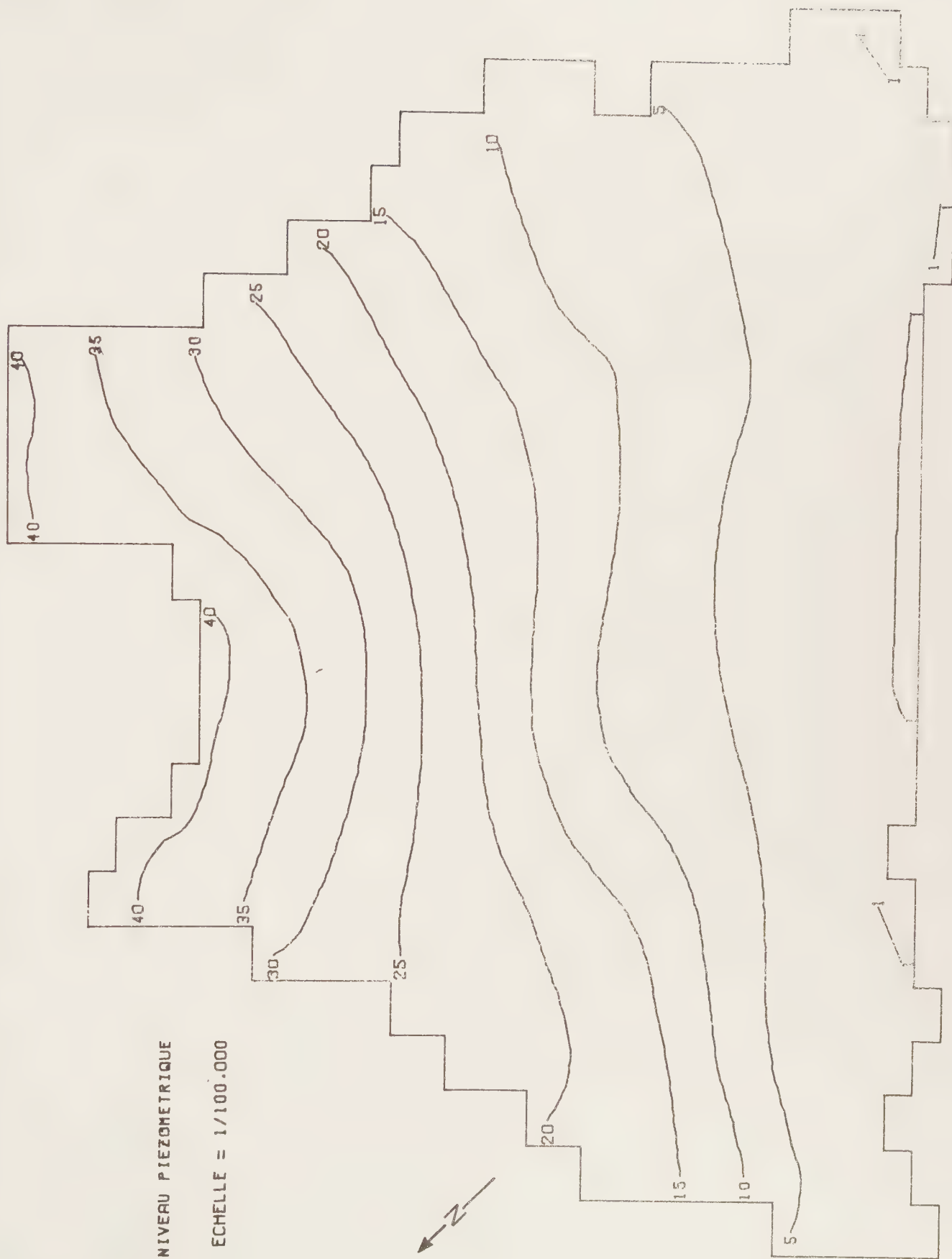
T3 = TRANSMISSIVITE IMPQSEE

20 = TRANSMISSIVITE EN .01 M2/S

ECHELLE = 1/100.000



RESTITUTION DE LA PIEZOMETRIE AVEC LA CARTE DES TRANSMISSIVITES CALCUEES 0 APRES
LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE ET CINQ TRANSMISSIVITES IMPOSEES



20 = NIVEAU PIEZOMETRIQUE

ECHELLE = 1/100.000

MAPPE DE LA CRHU

CARTE DES TRANSMISSIVITES OBTENUE AVEC LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE
ET UNE TRANSMISSIVITE IMPOSEE

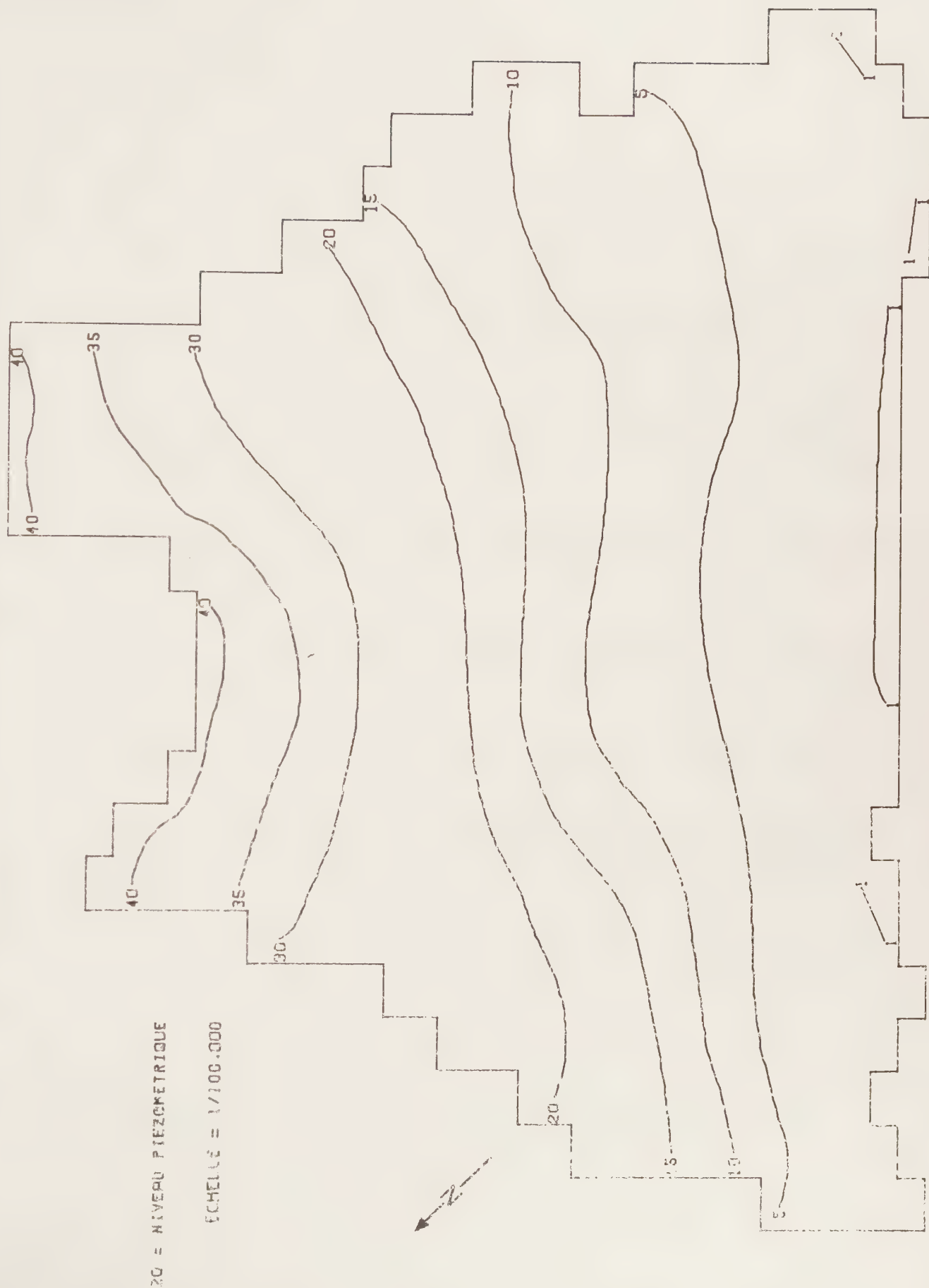


T1 = TRANSMISSIVITE IMPOSEE

20 = TRANSMISSIVITE EN .01 M2/S

ECHELLE = 1/100.000

RESTITUTION DE LA PIEZOMETRIE AVEC LA CARTE DES TRANSMISSIVITES CALCULEES 0 APRES
LA CARTE PIEZOMETRIQUE INTERPOLEE ET UNE TRANSMISSIVITE IMPOSEE



- débit d'exploitation aux puits : - $0,40 \text{ m}^3/\text{s}$
- débit sortant à la limite Sud-Ouest : - $2,15 \text{ m}^3/\text{s}$

4.3.5. - Conclusion

De cette étude systématique avec quatre hypothèses différentes, on retiendra :

- que les transmissivités restituées dépendent de façon très sensible des potentiels puisque deux cartes piézométriques assez voisines (planches 6 et 9) permettent de trouver des transmissivités notablement différentes ;
- qu'il est nécessaire de se fixer un nombre de transmissivités suffisant pour trouver une solution de répartition des transmissivités qui soit satisfaisante ;
- que, dans les trois premières hypothèses, les écarts sont tout de même assez faibles si l'on compare les planches 7, 10 et 12 avec la planche 4 ;
- que, dans tous les cas, l'état piézométrique est parfaitement restitué avec les transmissivités calculées.

Parmi l'infinité de solutions possibles, lorsqu'on ne se fixe pas tous les débits d'échange avec l'extérieur, les solutions trouvées pour les trois premières hypothèses ont les propriétés suivantes :

- 1) - elles permettent de restituer l'état piézométrique
- 2) - la répartition des transmissivités trouvée satisfait aux points de transmissivité imposée
- 3) - elles sont voisines dans la mesure où l'on se fixe une marge d'erreur de l'ordre de 30%.

On peut donc conclure que les solutions qui satisfont aux critères 1) et 2) représentent une bonne image de la solution idéale.

4.4 - APPLICATION DE LA METHODE AVEC LES DONNEES DE TERRAIN

Les diverses hypothèses du paragraphe 4.3 étaient relatives à un ensemble de données cohérent provenant des états piézométriques et des débits relevés sur cuve rhéoélectrique. Ces hypothèses ont simplement permis de montrer le bon fonctionnement des programmes utilisés et qu'il est possible de calculer les transmissivités sans connaître tous les débits aux limites dans la mesure où l'on connaît un nombre suffisant de transmissivités déterminées en certains points.

Le présent paragraphe a pour but d'appliquer la méthode sur des données de terrain qui présentent l'inconvénient d'être incohérentes, c'est-à-dire que la piézométrie d'une part, les transmissivités imposées et les débits d'autre part, ne sont pas forcément compatibles.

4.4.1 - Synthèse des données de terrain

La plupart des données de terrain ont été communiquées par le Bureau de la Recherche Géologique et Minière à Marseille.

4.4.1.1 - La piézométrie

Alors que la piézométrie utilisée pour l'étude sur cuve rhéoélectrique provenait d'une interpolation de niveaux mesurés en 80 points environ, seuls 50 points ont été retenus ici. En effet, parmi les 80 points de mesure utilisés pour établir la carte piézométrique du 15 Mars, seuls 50 points ont été nivelés et mesurés une fois par mois. La date du 30 Mars 1962 a été choisie de préférence à celle du 15 Mars 1962 parce que les données climatologiques de la Météorologie Nationale à Istres, Arles et Salon ont montré que la pluviométrie était faible au mois de Mars et, qu'en conséquence, l'infiltration due à la pluviométrie pouvait être supposée nulle, alors que le 15 Mars on pouvait craindre un certain retard à l'infiltration des pluies du mois de Février,

correspondant au temps de percolation dans la zone non saturée.

Les niveaux piézométriques mesurés aux 50 points à des dates légèrement différentes ont été interpolés dans le temps. Ensuite, la carte de la planche 16 a été tracée par interpolation des niveaux mesurés reportés sur cette même planche.

La carte piézométrique de terrain est ainsi nettement différente de celle de la planche 2 et de celle de la planche 6.

4. 4. 1. 2 - Les débits d'exploitation

Ce sont les mêmes que ceux imposés sur la cuve et ils sont localisés principalement en trois zones A, B et C (voir planche 16) en chacune desquelles les débits prélevés sont les suivants :

Zone A	: 0,14 m ³ /s	)	
Zone B	: 0,09 m ³ /s	)	
Zone C	: 0,17 m ³ /s	)	soit 0,40 m ³ /s au total

4. 4. 1. 3 - Les débits d'alimentation

Au mois de Mars 1962, la nappe n'était pratiquement pas réalimentée par la pluie, mais le niveau phréatique de la nappe n'était pas stationnaire. Le volume d'eau correspondant à la variation dans le temps du niveau phréatique représente pour l'écoulement bidimensionnel un apport lorsque le niveau baisse et un prélèvement lorsque le niveau monte.

Le 30 Mars, l'état général de la nappe est à la baisse, ce qui représente globalement un débit entrant de l'ordre de 0,80 m³/s. Ce débit a été déterminé en estimant à 7% la valeur du coefficient d'emmagasinement correspondant à la désaturation de la nappe et il a été réparti sur l'ensemble du domaine proportionnellement à $\frac{\partial h}{\partial t}$, c'est-à-dire à la variation piézométrique dans le temps.

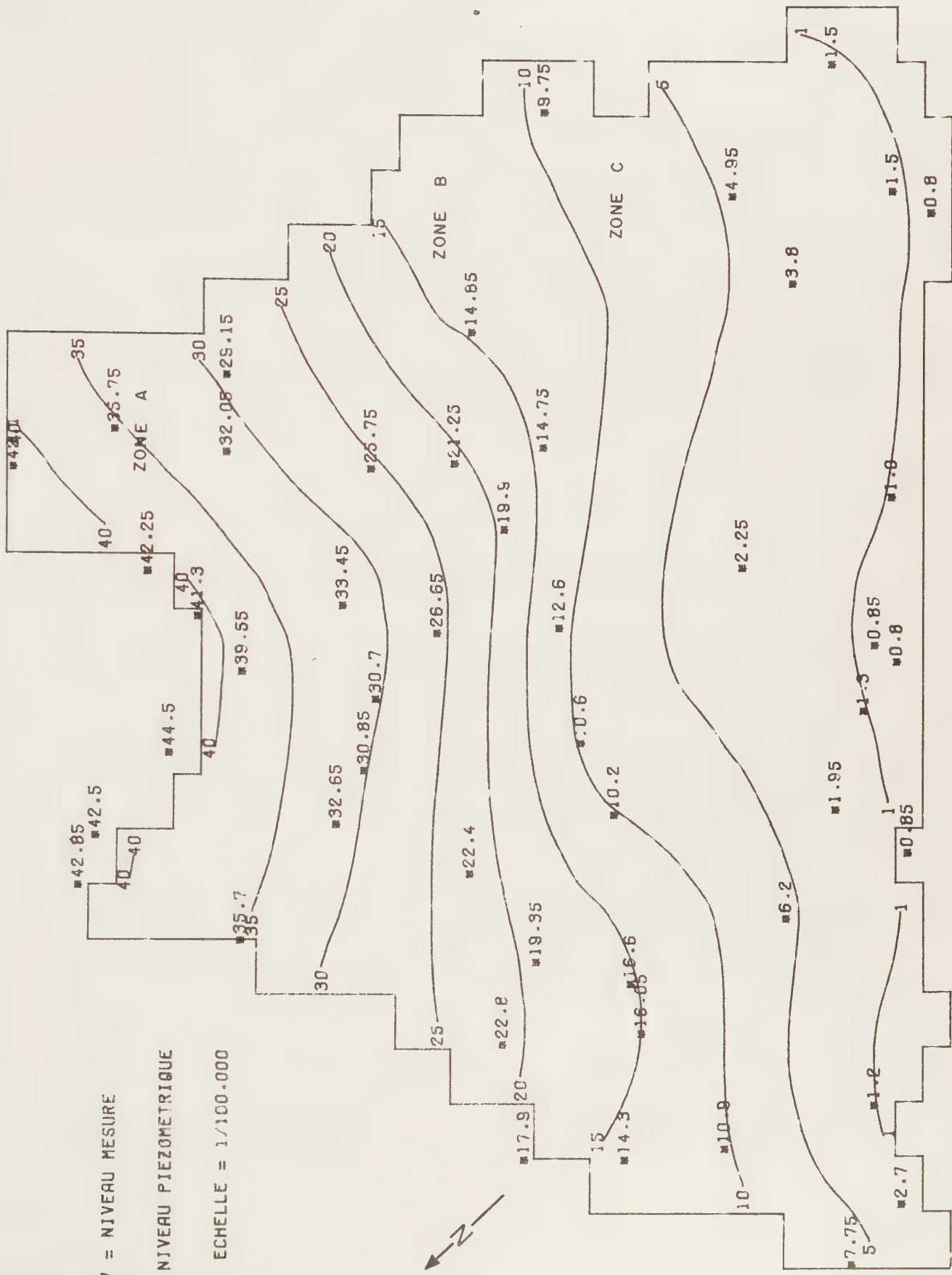
NAPPE DE LA CRHU

CARTE PIEZOMETRIQUE DU 30 MARS 1962
D APRES LES DONNEES DE TERRAIN

■ 30.7 = NIVEAU MESURE

20 = NIVEAU PIEZOMETRIQUE

ECHELLE = 1/100.000



Dans la suite de l'exposé, ce débit de $0,80 \text{ m}^3/\text{s}$ sera appelé infiltration (il s'agit bien d'un débit représentant l'infiltration d'un volume d'eau correspondant à la baisse du niveau phréatique).

4.4.1.4 - Les transmissivités imposées

Seules 13 transmissivités imposées déterminées par des essais de pompage suffisamment longs pour pouvoir être significatifs de la transmissivité sur un rayon de 500 m ont été retenues. Elles sont comprises entre $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et $30 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et sont données planche 17.

4.4.2 - Calcul des transmissivités

La méthode de restitution automatique des transmissivités a été appliquée sur les données précédentes.

Les résultats sur la distribution des transmissivités figurent planche 17 sur laquelle on peut faire les remarques suivantes :

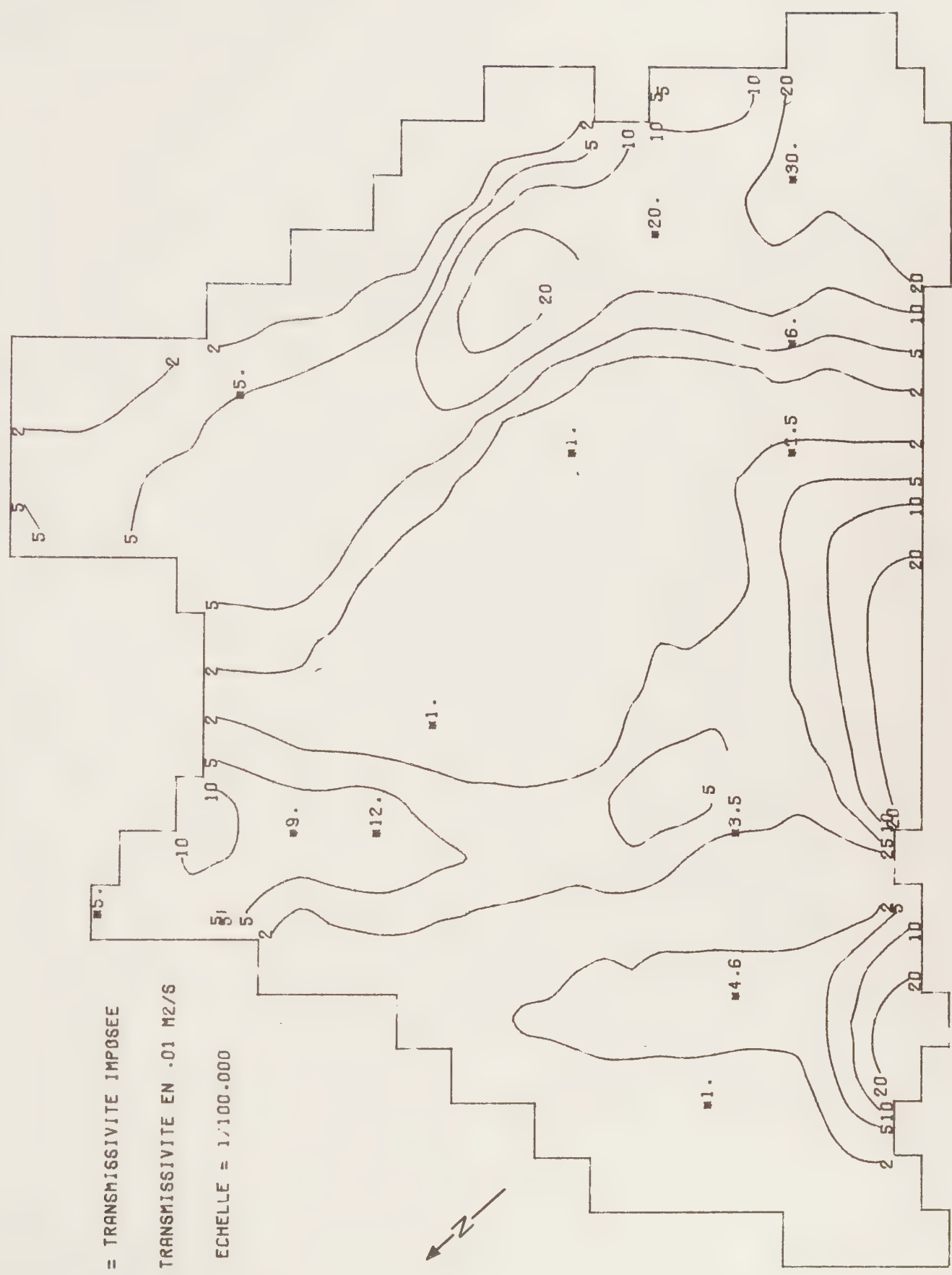
- les transmissivités imposées sont respectées par le calcul parce qu'on a donné à ces valeurs un degré de confiance important (poids 5) alors que sur les débits (dont la répartition sur le domaine est très imprécise) un degré de confiance plus faible a été donné (poids 1).
- on retrouve toujours les deux chenaux de transmissivité forte mais ceux-ci n'ont pas exactement la même allure que celles des distributions trouvées sur cuve parce que les hypothèses sur la piézométrie ne sont pas les mêmes (cartes piézométriques différentes).

4.4.3 - Restitution de la piézométrie

A partir de la carte des transmissivités, la piézométrie a été restituée en imposant le potentiel sur les seules frontières Nord-Est et Sud-Ouest. La carte piézométrique restituée est donnée planche 18.

NAPPE DE LA LKHAU

CARTE DES TRANSMISSIVITES OBTENUE AVEC LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE TERRAIN



4.6 = TRANSMISSIVITE IMPOSEE

20 = TRANSMISSIVITE EN .01 M2/S

ECHELLE = 1/100.000

NAPPE DE LA CRAU

RESTITUTION DE LA PIEZOMETRIE AVEC LA CARTE DES TRANSMISSIVITES CALCULEES D APRES
LA CARTE PIEZOMETRIQUE DE TERRAIN ET INFILTRATION VARIABLE



20 = NIVEAU PIEZOMETRIQUE

ECHELLE = 1/100.000

Si l'on compare les planches 16 et 18, on peut constater que la superposition est bonne, mais nettement moins bonne cependant que celles obtenues avec les données de la cuve rhéoelectrique par la même méthode. En particulier, les courbes 30 mètres et 35 mètres divergent notablement au Nord. La moins bonne concordance provient du fait que les débits d'alimentation injectés sont incohérents en regard des transmissivités imposées et de la piézométrie. En particulier dans la zone où les courbes 30 et 35 mètres divergent, l'infiltration a été surévaluée.

4.4.4. - Bilan de la nappe

Le bilan obtenu avec le jeu des transmissivités calculées est le suivant :

- débit entrant à la limite Nord-Est : $1,95 \text{ m}^3/\text{s}$
- débit d'infiltration : $0,80 \text{ m}^3/\text{s}$
- débit aux puits d'exploitation : $- 0,40 \text{ m}^3/\text{s}$
- débit sortant à la limite Sud-Ouest : $- 2,35 \text{ m}^3/\text{s}$

La répartition des débits aux limites est légèrement différente de celle trouvée sur cuve rhéoelectrique ; il sort la même quantité d'eau à la limite Sud-Ouest, mais il en rentre plus à la limite Nord-Est.

4.4.5 - Conclusion

La méthode de restitution automatique s'adapte bien à des données de terrain, même si celles-ci sont légèrement incohérentes mais la restitution de la piézométrie sera d'autant meilleure que les données auront été critiquées à l'avance de façon à lever les incohérences grossières. Il importe que l'hydrogéologue utilisant la méthode puisse revenir sur l'interprétation des données de terrain (piézométrie, débits aux limites et transmissivités calculées par essais de pompage), de façon à lever les incohérences susceptibles d'apparaître lors de la restitution de la piézométrie ou même lors du calcul des transmissivités proprement dit, et puisse également engager une collecte des données supplémentaires dans les zones où les indéterminations subsistent.

CONCLUSION

La méthode de restitution automatique des transmissivités exposée dans cette thèse contribue d'une façon toute particulière au développement actuel des techniques de simulation en Hydrogéologie.

En effet, à l'heure actuelle, la recherche de la représentativité des modèles est le principal souci de l'hydrogéologue et il est nécessaire, pour faire des modèles de prévisions et de gestion de nappes, de posséder un outil parfaitement représentatif des phénomènes réels. C'est cette phase de recherche de représentativité qui est la plus difficile, demande le plus de temps et une bonne représentativité n'était jamais atteinte complètement par les méthodes utilisées jusqu'ici.

Jusqu'à maintenant, cette recherche était faite par étapes successives en essayant de restituer sur le modèle des états piézométriques aussi voisins que possible de ceux observés dans la réalité et, en respectant certaines contraintes sur les débits ou les coefficients hydrodynamiques connus en un nombre de points limité.

Cependant, pour arriver à respecter l'ensemble de ces contraintes, il faut nécessairement que les données soient compatibles entre elles. On est donc amené, lors de la restitution des états piézométriques, à éliminer les contraintes qui ne sont pas compatibles entre elles : ce peut être par exemple une transmissivité donnée par un essai de pompage dont l'interprétation est douteuse ou un débit à la limite mal connu (infiltration, évaporation d'un lac, etc...).

L'inconvénient de la méthode par étapes successives vient du fait que les restitutions faites par l'opérateur sont en nombre limité et qu'on ne peut pas injecter du premier coup un jeu de transmissivités qui satisfasse directement toutes les contraintes. L'opérateur peut être amené ainsi à dire qu'une donnée est incohérente alors qu'il existe peut-être une répartition de transmissivités qui satisfait cette donnée mais que l'opérateur n'a pu trouver par simple intuition.

Avec la méthode de restitution automatique des transmissivités, le test d'incohérence subsiste : en effet, le jeu de contraintes (transmissivités imposées et débits aux limites) peut entraîner un calcul de transmissivités incohérentes en trouvant des transmissivités négatives ou en trouvant une mauvaise restitution de la piézométrie avec les valeurs trouvées. Dans ce cas, il y a lieu d'analyser les résultats, de détecter les incohérences et d'éliminer les contraintes qui semblent incompatibles en revenant à l'interprétation des données de terrain.

Plus les contraintes seront incohérentes plus la restitution de la piézométrie avec les transmissivités calculées sera mauvaise, et moins la représentativité sera bonne.

Lors des études de terrain, on attachera une importance toute particulière aux essais de pompage, de façon à en donner une interprétation correcte sous peine de fausser complètement le bilan de la nappe. Pour une nappe étudiée à la précision d'un découpage de 500 mailles, il semble qu'une quinzaine de transmissivités bien déterminées par essais de pompage soit une quantité suffisante. Les débits d'échange de la nappe avec l'extérieur (puits d'exploitation, infiltration, etc...) devront également être bien déterminés. Seuls, les débits d'échange en un nombre limité de frontières peuvent rester inconnus et pourront être déterminés par la méthode.

La restitution automatique des transmissivités à partir des données piézométriques avait été considérée jusqu'ici comme une solution "miracle" et on avait souvent préconisé qu'une telle solution n'existait pas. En fait, la solution trouvée par la méthode exposée ici n'est pas une solution miracle parce que le système est surcontraint et elle ne peut aboutir à une solution unique et fiable que si un certain nombre de transmissivités a été déterminé au préalable par essais de pompage. C'est le fait d'avoir surcontraint le système qui fait toute l'originalité de la méthode et en accroît également considérablement la difficulté.

La méthode nous a aussi montré que des distributions de transmissivités différentes peuvent entraîner des restitutions piézométriques presque identiques si les débits aux limites de l'écoulement ne sont pas connus en tout point. Pour que la solution obtenue soit fiable, il faudra donc s'être fixé suffisamment de contraintes sur les transmissivités et les débits et ceci quelle que soit la méthode utilisée. Cependant la méthode



de restitution automatique a l'avantage d'aider à trouver la solution la plus logique et satisfaisant au mieux l'ensemble des contraintes.

La méthode semble donc très séduisante et son usage sur d'autres cas que ceux exposés dans cette thèse nous dira si elle est vraiment adaptée à toutes les études de nappes. On peut toutefois affirmer qu'elle est plus rapide que la méthode par tâtonnements et qu'elle a l'avantage de donner une solution qui repose sur des critères logiques. Elle devrait, en conséquence, trouver de nombreux débouchés pour établir le bilan des nappes d'eau souterraine.

Le même type de méthode pourrait être appliqué et devrait permettre dans un avenir proche de calculer la répartition des coefficients d'emmagasinement et les débits d'infiltration au sein des nappes à partir d'une bonne connaissance des états piézométriques.

La méthodologie générale de recherche de représentativité des simulateurs pourrait ainsi se dérouler en quatre phases :

1ère phase : Recherche de la distribution des transmissivités par un calcul direct suivant la méthode exposée dans cette thèse, à partir d'un état piézométrique permanent (indépendant du coefficient d'emmagasinement) pour lequel on connaît l'infiltration (on peut très souvent trouver une telle hypothèse à une date correspondant à la fin de la saison sèche, moment où l'on peut raisonnablement supposer que l'infiltration est nulle).

2ème phase : Recherche de la distribution des coefficients d'emmagasinement par un calcul direct nécessitant la connaissance des transmissivités déterminées à la phase précédente, à partir d'un état piézométrique transitoire instantané pour lequel on connaît la variation du potentiel dans le temps à cet instant et pour lequel l'infiltration est nulle (on choisira le début de la saison sèche ou période de décrue).



3ème phase : Calcul direct de l'infiltration à tous les autres moments nécessitant la connaissance des transmissivités et des coefficients d'emmaganissement déterminés aux deux phases précédentes.

4ème phase : Phase de contrôle consistant à restituer sur un modèle les historiques avec les paramètres précédents et vérifier la bonne coïncidence des fonctions potentiels $h(x, y, t)$ relevées sur modèle et sur le terrain.

La méthode de restitution automatique des transmissivités apparaît ainsi comme un premier pas vers une conception entièrement nouvelle et générale de la recherche de la représentativité des simulateurs d'écoulement pour l'étude des nappes d'eau souterraine.



ANNEXE 1 : RESOLUTION NUMERIQUE

(ref. 1.4, 1.10, 1.13, 1.17, 1.18, 2.7, 2.12, 2.13, 2.18)



La méthode, telle qu'elle est exposée au chapitre 3, aboutit à la résolution d'un système d'équations linéaires possédant un nombre d'équations et d'inconnues égal au nombre de facettes du maillage. La matrice des coefficients de ce système est d'un type particulier comportant 17 diagonales pleines, alors que les autres diagonales sont composées de zéros.

La méthode de résolution employée est celle de Gauss Seidel surelaxée qui est classique et dont une brève explication est donnée ci-après pour un système de 3 équations à 3 inconnues :

$$a_{11}x_1 + a_{12}x_2 + a_{13}x_3 = b_1$$

$$a_{21}x_1 + a_{22}x_2 + a_{23}x_3 = b_2$$

$$a_{31}x_1 + a_{32}x_2 + a_{33}x_3 = b_3$$

Si a_{11} , a_{22} , a_{33} , sont différents de zéro, ce qui est toujours le cas du système envisagé dans la méthode, on peut arranger ces équations et les écrire :

$$x_1 = \frac{1}{a_{11}} (b_1 - a_{12}x_2 - a_{13}x_3)$$

$$x_2 = \frac{1}{a_{22}} (b_2 - a_{21}x_1 - a_{23}x_3)$$

$$x_3 = \frac{1}{a_{33}} (b_3 - a_{31}x_1 - a_{32}x_2)$$

Choisissons une solution initiale arbitraire du système que nous appellerons : $x_1^{(0)}$, $x_2^{(0)}$, $x_3^{(0)}$. Cette solution initiale peut être utilisée pour calculer une nouvelle solution approchée, comme suit :

$$x_1^{(1)} = \frac{1}{a_{11}} (b_1 - a_{12}x_2^{(0)} - a_{13}x_3^{(0)})$$

Puis, en utilisant cette dernière valeur $x_1^{(1)}$, on peut calculer :

$$x_2^{(1)} = \frac{1}{a_{22}} (b_2 - a_{21}x_1^{(1)} - a_{23}x_3^{(0)})$$

et, d'une façon similaire :

$$x_3^{(1)} = \frac{1}{a_{33}} (b_3 - a_{31}x_1^{(1)} - a_{32}x_2^{(1)})$$

Nous avons ainsi réalisé la première itération. Les valeurs $x_1^{(1)}$, $x_2^{(1)}$, $x_3^{(1)}$ pourront alors être utilisées de la même façon pour calculer une approximation de la solution à la seconde itération $x_1^{(2)}$, $x_2^{(2)}$, $x_3^{(2)}$.

On continue le procédé jusqu'à ce que la différence entre deux itérations soit inférieure à une valeur de tolérance.

La convergence de cette méthode n'est assurée que si la diagonale principale est prépondérante, c'est-à-dire : - si, pour tout i , on a :

$$|a_{ii}| \geq |a_{i1}| + \dots + |a_{i, i-1}| + |a_{i, i+1}| + \dots + |a_{in}|$$

- et si, pour au moins une valeur de i , on a :

$$|a_{ii}| > |a_{i1}| + \dots + |a_{i, i-1}| + |a_{i, i+1}| + \dots + |a_{in}|$$

La convergence de la méthode peut être améliorée en surrelaxant les formules itératives, c'est-à-dire en les corrigeant de la façon suivante :

$$x_{i \text{ cor}}^{(K)} = x_i^{(K)} + (1 - \omega) x_{i \text{ cor}}^{(K-1)}$$

$x_i^{(K)}$ étant la valeur à l'itération K

$x_{i \text{ cor}}^{(K)}$ étant la valeur corrigée à l'itération K

$x_{i \text{ cor}}^{(K-1)}$ étant la valeur corrigée à l'itération $K-1$

ω étant un coefficient, dit coefficient de surrelaxation compris entre les valeurs 1 et 2 et dont on peut déterminer l'optimum expérimentalement.

ANNEXE 2 : Rôle des différents programmes FORTRAN utilisés

(ref. 1.14)

L'ensemble des calculs relatifs à l'obtention du champ des transmissivités et de la restitution du champ piézométrique correspondant au champ de transmissivités calculées peut être exécuté en un passage unique sur ordinateur.

Les données relatives à un cas traité entrent en machine sous forme de cartes perforées et les résultats sont donnés sur listing et sur cartes perforées sur option inhérente à chaque résultat. Les champs des valeurs calculées obtenus sur cartes perforées peuvent ensuite être exploités sur traceur de courbe de façon à donner les cartes isovaleurs (type planche 6 à 17) au moyen du programme TRACEU

L'ensemble des programmes et sous-programmes utilisés provient de la Société GEOHYDRAULIQUE . On peut les répartir en trois groupes :

A2.1 Programme et sous-programme d'organisation du calcul

MAIN : programme principal dont le rôle est de dimensionner les tableaux de variables indicées situés en communs, de définir les unités de lecture, d'écriture et de perforation, et d'appeler le sous-programme T FXY

T FXY : sous-programme d'organisation du calcul dont le rôle est de mettre les données dans les communs, de faire appel au sous-programme TØPT, de sortir les résultats des communs pour leur édition et leur perforation, de faire éventuellement appel au sous-programme BIDAP1 si l'on désire une restitution des potentiels.

Le texte FORTRAN de ces deux programmes figure en annexe 3

A2.2 Sous-programmes de calcul

PIEZØ : sous-programme permettant d'obtenir la valeur d'un champ en chaque maille par interpolation à partir d'un nombre limité de points où la valeur est connue.

TØPT : sous-programme du calcul proprement dit des transmissivités par résolution d'un système d'équations linéaires possédant plus d'équations que d'inconnues.

BIDAP1 : sous-programme appelé par option suivant la valeur d'un paramètre figurant dans les données et permettant la restitution du champ piezométrique avec des conditions aux limites connues et les transmissivités calculées.

A2.3 Sous-programmes d'entrées et sorties

INTITU (i) : permet de lire un titre ou un libellé, de le mettre éventuellement en mémoire et de l'écrire sur le listing.

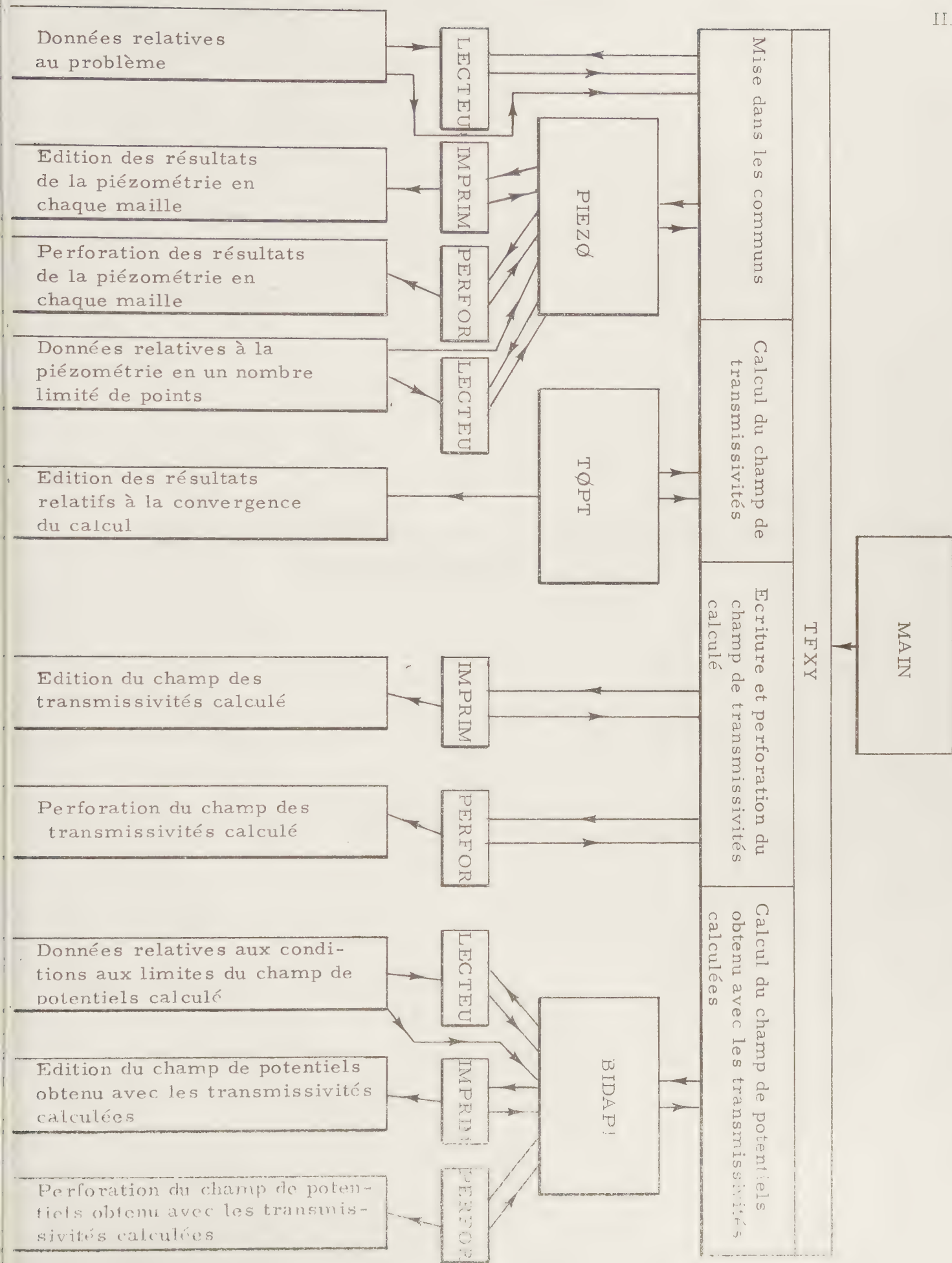
LECTEU (IM, JM, 1) : permet la lecture d'un champ de valeurs dans un espace dimensionné à IM valeurs suivant l'axe OX et JM valeurs suivant l'axe OY

IMPRIM (IM, JM, 1) : permet l'édition de ce champ de valeurs

PERFØR (IM, JM, 1) : permet la perforation de ce champ de valeurs.

A2.4 Appel des différents sous-programmes

Cet appel est fait suivant l'organigramme de la page suivante. Les différents appels sont faits par le programme TFXY qui est reporté en annexe 3.



ANNEXE 3 : TEXTE FØRTRAN du PROGRAMME MAIN et du
SOUS-PROGRAMME TFX

(ref. 1.3 et 1.5)

V G LEVEL 1, MOD 4

MAIN

DATE = 71116

10/17/11

```
COMMON/CDX/DX(23)
COMMON/CDY/DY(34)
COMMON/AP/P(828)
COMMON/LEC/TVAL(828)
COMMON/ATINX/TINX(782)
COMMON/ATINY/TINY(782)
COMMON/ATOC/TOC(782)
COMMON/CTQB/TQB(782)
COMMON/AIDON/IDON(160)
COMMON/AJDON/JDON(160)
COMMON/ATDON/TDON(160)
COMMON/AIQ/IQ(50)
COMMON/AJQ/JQ(50)
COMMON/CTTX/TTX(782)
COMMON/CTTY/TTY(782)
COMMON/CTFD/TFD(828)
COMMON/CTFG/TFG(828)
COMMON/CTFH/TFH(828)
COMMON/CTFB/TFB(828)
COMMON/CTPR/TPR(782)
COMMON/AQQ/QQ(782)
COMMON/CTC/TC(782)
COMMON/CUT/UT(782)
COMMON/CTFAY/TFAY(828)
COMMON/CTQX/TQX(828)
COMMON/CTQY/TQY(828)
COMMON/CTFA/TFA(828)
COMMON/ADIA2B/DIA2B(828)
COMMON/ADIA3B/DIA3B(828)
COMMON/ADIA4B/DIA4B(828)
COMMON/ADIA5B/DIA5B(828)
COMMON/ADIA6B/DIA6B(828)
COMMON/CUX/UX(782)
COMMON/DUCON/CON(782)
COMMON/ADIA7B/DIA7B(828)
COMMON/ADIA8B/DIA8B(828)
COMMON/ADIA8/DIA8(828)
COMMON/MEMEXT/NR,NW,NP
COMMON/CTAUX/TAUX(60)
COMMON/RESUU/U(782)
NR=5
NW=6
NP=7
CALL TFX
END
```


/ G LEVEL 1, MOD 4

TFXY

DATE = 71116

10/17/11

```

SUBROUTINE TFX
COMMON/CDX/DX(1)
COMMON/CDY/DY(1)
COMMON/AP/P(1)
COMMON/LEC/TVAL(1)
COMMON/ATINX/TINX(1)
COMMON/ATINY/TINY(1)
COMMON/ATOC/TOC(1)
COMMON/CTQB/TO(1)
COMMON/AIDON/IDON(1)
COMMON/AJDON/JDON(1)
COMMON/ATDON/TDON(1)
COMMON/AIQ/IQ(1)
COMMON/AJQ/JQ(1)
COMMON/CTTX/TTX(1)
COMMON/CTTY/TTY(1)
COMMON/CTPR/TTD(1)
COMMON/AQQ/TTG(1)
COMMON/CTC/TTB(1)
COMMON/CUT/TTH(1)
COMMON/CUX/TTIM(1)
COMMON/DUCON/COEF(1)
COMMON/MEEXT/NR,NW,NP
COMMON/DIM/IM,JM,IJM,IM1,JM1
COMMON/DIM1/NTX,NTY,NTDON,NQINC
COMMON/PESUU/U(1)
COMMON/PARAM/ISIMA,ITMAX,POIDS,PD,PDS,PRECI,PREC,OMEGA,PREPO
ICOM=0

```

C ENTIERS DU MAILLAGE

```

CALL INTITU(1)
READ(NR,1060) IM,JM
WRITE(NW,1060) IM,JM
WRITE(NW,1060)
IJM=IM*JM
IM1=IM-1
JM1=JM-1
NTX=IM1*JM
NTY=JM1*IM

```

C PARTITION DES AXES

```

CALL INTITU(1)
CALL INTITU(1)
READ(NR,1050)(DX(I),I=1,IM)
WRITE(NW,1069)(I,DX(I),I=1,IM)
WRITE(NW,1003)
CALL INTITU(1)
READ(NR,1050)(DY(I),I=1,JM)
WRITE(NW,1069)(I,DY(I),I=1,JM)
WRITE(NW,1001)

```

C LECTURE DES POTENTIELS

```

2000 CALL INTITU(1)
READ(NR,1060) NPIEZ,NPIEZ,FCL
IF(FCL.LE.0.) FCL=1.
WRITE(NW,1060) NPIEZ,NPIEZ,FCL
WRITE(NW,1060)
IF(NPIEZ.EQ.1) GO TO 400
CALL LECTEU(IM,JM,1)

```


G LEVEL 1, MOD 4

TFXY

DATE = 71116

10/17/11

```

      IF(TVAL(I).LT.1.E-8) TOC(I)=0.
404  CONTINUE
      GO TO 2
400  CALL LECTEU(IM,JM,1)
      DO 399 I=1,IJM
399  TOC(I)=TVAL(I)
      ICOM=1
      CALL PIEZO
      DO 1 I=1,IJM
        U(I)=TVAL(I)      *FCL
      1 P(I)=TVAL(I)      *FCL
C  LECTURE DES TRANSMISSIVITES INITIALES EN X IJM
      CALL INTITU(1)
      CALL LECTEU(IM,JM,1)
      IJ=0.
      DO 3 J=1,JM
      DO 3 I=1,IM
      IJ=IJ+1
      TINX(IJ)=TVAL(IJ)
      OUI=TOC(IJ)*TOC(IJ+1)
      IF(OUI.LT..1) TINX(IJ)=0.
      IF(I.EQ.IM) TINX(IJ)=0.
      3 CONTINUE
C  LECTURE DES TRANSMISSIVITES INITIALES EN Y NTY
      CALL INTITU(1)
      CALL LECTEU(IM,JM1,1,1.)
      DO 4 I=1,NTY
      IH=I+IM
      TINY(I)=TVAL(I)
      OUI=TOC(I)*TOC(IH)
      IF(OUI.LT..1) TINY(I)=0.
      4 CONTINUE
C  LECTURE DES DEBITS IMPOSES
      CALL INTITU(1)
      CALL LECTEU(IM,JM,1)
      DO 5 I=1,IJM
      5 TQ(I)=-TVAL(I)
      CALL INTITU(1)
      READ (NR,1060) NPIEZ,NPIEZ,S,PLU      ,FCL
      IF(FCL.LE.0.) FCL=1.
      WRITE(NW,1060) NPIEZ,NPIEZ,S,PLU      ,FCL
      WRITE(NW,1060)
      IF(NPIEZ.EQ.1) GO TO 401
      CALL LECTEU(IM,JM,1)
      GO TO 402
401  IF(ICOM.EQ.1) GO TO 405
      CALL LECTEU(IM,JM,1)
      DO 406 I=1,IJM
406  TOC(I)=TVAL(I)
405  CALL PIEZO
402  IJ=0
      DO 403 J=1,JM
      DO 403 I=1,IM
      IJ=IJ+1
      IF((TOC(IJ).GT.1.) TOC(IJ)=1.
403  TQ(IJ)=TQ(IJ)+DX(I)*DY(J)*(TVAL(IJ)*S*FCL+PLU)
C  LECTURE DES TRANSMISSIVITES CONNUES EN CERTAINS POINTS
      CALL INTITU(1)

```


V G LEVEL 1, MOD 4

TFXY

DATE = 71116

10/17/11

```

      READ (NR,1060) NTDON
      WRITE(NW,1060) NTDON
      WRITE(NW,1060)
      READ (NR,1072)(IDON(I),JDON(I),TDON(I),I=1,NTDON)
      WRITE(NW,1072)(IDON(I),JDON(I),TDON(I),I=1,NTDON)
      WRITE(NW,1003)
C     LECTURE DES POSITIONS DE MAILLE A DEBIT INCONNU
      CALL INTITU(1)
      READ (NR,1060) NQINC
      WRITE(NW,1060) NQINC
      WRITE(NW,1060)
      IF(NQINC.EQ.0) GO TO 7
      READ (NR,1051)(IQ(I),JQ(I),I=1,NQINC)
      WRITE(NW,1051)(IQ(I),JQ(I),I=1,NQINC)
      WRITE(NW,1003)
C     LIMITATION DES ITERATIONS DANS LA RESOLUTION
7     READ (NR,1060) ISIMA,ITMAX,POIDS,PD,PDS,PREC,PRECI,OMEGA ,PREPO
      IF(OMEGA.EQ.0.) OMEGA=1.99
      WRITE(NW,1060) ISIMA,ITMAX,POIDS,PD,PDS,PREC,PRECI,OMEGA ,PREPO
      WRITE(NW,1060)
C     PERFORATION DES RESULTATS
      READ(NR,1060) IPT,IPTXY,TMIN
      WRITE(NW,1060) IPT,IPTXY,TMIN
      WRITE(NW,1060)
C     CALCUL DES FACULTES D ECHANGE EN X
      IJ=0
      IJP=0
      DO 8 J=1,JM
      PP=P(IJP+1)
      DX=DX(1)
      DO 9 I=1,IM1
      IJ=IJ+1
      IJP=IJP+1
      DXU=DX(I+1)
      PU=P(IJP+1)
      TTX(IJ)=DY(J)*(PU-PP)/(DX+DXU)*2.
      DX=DXU
9     PP=PU
8     IJP=IJP+1
C     CALCUL DES FACULTES D ECHANGE EN Y
      IJP=0
      DYY=DY(1)
      DO 11 J=1,JM1
      DYU=DY(J+1)
      DO 12 I=1,IM
      IJP=IJP+1
      IJH=IJP+IM
12    TTY(IJP)=DX(I)*(P(IJH)-P(IJP))/(DYY+DYU)*2.
11    DYY=DYU
      CALL TCPT
C     ECRITURE DES TRANSMISSIVITES
      IF(IPTXY.EQ.0) GO TO 143
      DO 43 I=1,IJM
43    TVAL(I)=TINX(I)
      WRITE(NW,1101)
      CALL IMPRIM(IM,JM,1,1.)
      DO 44 I=1,IJM
      TVAL(I)=TTG(I)

```


V G LEVEL 1, MOD 4

TFXY

DATE = 71116

10/17/11

```

44 CONTINUE
  WRITE(NW,1102)
  CALL IMPRIM(IM,JM,1,1.)
  IF(IPTXY.EQ.2) CALL PERFOR(IM,JM,1,1.)
  DO 45 I=1,NTY
45 TVAL(I)=TINY(I)
  WRITE(NW,1103)
  CALL IMPRIM(IM,JM1,1,1.)
  DO 46 I=1,NTY
  TVAL(I)=TTB(I)
46 CONTINUE
  WRITE(NW,1104)
  CALL IMPRIM(IM,JM1,1,1.)
  IF(IPTXY.EQ.2) CALL PERFOR(IM,JM1,1,1.)
C  CALCUL DES DEBITS DE CONTROLE
143 IJ=0
  IK=1
  DO 47 J=1,JM
  DO 48 I=1,IM
    IJ=IJ+1
    IJB=IJ-IM
    FG=0.
    FD=0.
    FB=0.
    FH=0.
    IF(I.GT.1) FG=TTX(IK-1) *TTG(IJ-1)
    IF(J.GT.1) FB=TTY(IJB)*TTB(IJB)
    IF(I.LT.IM) FD=TTX(IK) *TTG(IJ)
    IF(J.LT.JM) FH=TTY(IJ) * TTB(IJ)
    TVAL(IJ)=-FG+FD-FB+FH -TQ(IJ)
48 IK=IK+1
47 IK=IK-1
  WRITE(NW,1105)
  CALL IMPRIM(IM,JM,1,1.)
  IJ=0
  DO 51 J=1,JM
  DO 51 I=1,IM
    IJ=IJ+1
    IJB=IJ-IM
    IJH=IJ+IM
    TOCO=TOC(IJ)*TOC(IJ+1)*TOC(IJH)*TOC(IJH+1)
    TVAL(IJ)=0.
    IF(I.LT.IM.AND.J.LT.JM.AND.TOCO.GT..5) TVAL(IJ)=(TTG(IJ)+TTG(IJH)
1+TTB(IJ)+TTB(IJ+1))*0.25
51 CONTINUE
  IJ=0
  DO 152 J=1,JM
  DO 152 I=1,IM
    IJ=IJ+1
    IJB=IJ-IM
    FGH=0.
    FDH=0.
    FGB=0.
    FDB=0.
    TGH=1.
    TDH=1.
    TGB=1.
    TDB=1.

```



```
IF(I.GT.1) GO TO 153
GO TO 154
153 FGH=TVAL(IJ-1)
FGH2=FGH**2
IF(FGH2.LT.1.E-8) TGH=0.
IF(J.GT.1) FGB=TVAL(IJB-1)
FGB2=FGB**2
IF(FGB2.LT.1.E-8) TGB=0.
154 IF(J.GT.1) GO TO 155
GO TO 159
155 FDH=TVAL(IJ)
FDH2=FDH**2
IF(FDH2.LT.1.E-8) TDH=0.
FDB=TVAL(IJB)
FDB2=FDB**2
IF(FDB2.LT.1.E-8) TDB=0.
159 S=TDH+TDB+TGB+TGH
D=FDH+FDB+FGB+FGH
IF(S.LT.1.E-8) GO TO 156
P(IJ)=D/S
IF(P(IJ).LT.TMIN) P(IJ)=TMIN
GO TO 152
156 P(IJ)=0.
152 CONTINUE
DO 157 I=1,IJM
IB=I-IM
IH=I+IM
IF(TOC(I).LT.1.E-8) GO TO 158
TVAL(I)=P(I)
IF(P(I).LT.1.E-8) TVAL(I)=AMAX1(P(IJ-1),P(IJ+1),P(IH),P(IB))
GO TO 157
158 TVAL(I)=0.
157 CONTINUE
WRITE(NW,1107)
CALL IMPRIM(IM,JM,1,1.)
IF(IPT.EQ.2) CALL PERFOR(IM,JM,1,1.)
READ(NR,1060) NBID
WRITE(NW,1060) NBID
WRITE(NW,1060)
IF(NBID.EQ.1) CALL BIDAPI
READ(NR,1060) NSTOP
WRITE(NW,1060) NSTOP
WRITE(NW,1060)
IF(NSTOP.EQ.1) GO TO 2000
STOP
1050 FORMAT(10X,7(1X,E9.2))
1069 FORMAT(1H0,5(1X,I2,1X,E11.4))
1001 FORMAT(1H1)
1072 FORMAT(4(2(1X,I4),1X,E9.2))
1051 FORMAT(16(1X,I4))
1101 FORMAT(40X,51H*TRANSMISSIVITES EN X A L AVANT DERNIERE ITERATION*,
1/,40X,51(1H*),////)
1102 FORMAT(43X,46H*TRANSMISSIVITES EN X A LA DERNIERE ITERATION*,/,
143X,46(1H*),//)
1103 FORMAT(40X,51H*TRANSMISSIVITES EN Y A L AVANT DERNIERE ITERATION*,
1/,40X,51(1H*),////)
1104 FORMAT(43X,46H*TRANSMISSIVITES EN Y A LA DERNIERE ITERATION*,/,
143X,46(1H*),//)
```


V G LEVEL 1, MOD 4

TFXY

DATE = 71116

10/17/11

```
1105 FORMAT(56X,20H*DEBITS DE CONTROLE*,/,56X,20(1H*),////)
1107 FORMAT(45X,43H*TRANSMISSIVITES MOYENNES EN CHAQUE MAILLE*,/,
145X,43(1H*),////)
1060 FORMAT(2(1X,I4),(7(1X,E9.2)))
1003 FORMAT(1H0,/)
1052 FORMAT(2(1X,E13.6))
END
```


ANNEXE 4 : BORDEREAU DES DONNEES NECESSAIRES A
L'APPLICATION DE LA METHODE

Dans la première partie du listing FORTRAN répertorié en annexe 3, on trouvera la liste des données à fournir pour l'exécution d'un tel programme. Successivement on lira :

- IM, JM : nombre d'intervalles en x, nombre d'intervalles en y du maillage
- DX (i) : longueurs des IM intervalles en X
- DY (i) : longueurs des JM intervalles en Y
- P (i) : valeur de la fonction potentiel en chaque maille (IM.JM valeurs)
- TINX (i) : valeurs initiales des transmissivités en X ((IM-1).JM valeurs)
- TINY (i) : valeurs initiales des transmissivités en Y (IM.(JM-1) valeurs)

Les valeurs TINX (i) et TINY (i) sont arbitrairement choisies. Il est préférable, si on le peut, de choisir des valeurs voisines de la solution si on a une idée de cette solution. Ces valeurs peuvent également être celles obtenues comme solution d'un passage machine antérieur, pour lequel on jugerait que la convergence n'est pas suffisante.

- TQ (i) : valeurs des débits imposés connus positives pour une injection, négatives pour un débit sortant
- NTDON : nombre de mailles où la transmissivité est supposée connue
- IDON (i) : repère selon ox des mailles à transmissivité connue (NTDON valeurs)
- JDON (i) : repère selon oy des mailles à transmissivité connue (NTDON valeurs)
- TDON (i) : valeurs de la transmissivité connue en ces mailles (NTDON valeurs)
- NQINC : nombre de mailles où le débit est inconnu
- IQ (i) : repère selon ox des mailles à débit inconnu (NQINC valeurs)

JQ (i)	: repère selon oy des mailles à débit inconnu (NQINC valeurs)
ISIMA	: nombre de résolutions de méthodes Gauss-Seidel
ITMAX	: nombre d'itérations maximum dans chaque résolution Gauss-Seidel
POIDS	: poids donné aux équations d'isotropie en chaque coin de maille
PD	: poids donné aux équations à transmissivité imposée
PDS	: poids donné aux équations de lissage aux mailles à débit inconnu (le poids des équations de diffusivité est, par définition égal à 1) Dans la pratique, on pourra prendre POIDS = 1. PDS = 1. PD = 5.
PREC	: précision à obtenir sur la différence des sommes des valeurs absolues obtenues des solutions des deux dernières résolutions Gauss-Seidel
PRECI	: précision à obtenir sur la différence des sommes des valeurs absolues obtenues des solutions des deux dernières itérations du procédé Gauss-Seidel
OMEGA	: coefficient de surrelaxation (si sa valeur est inconnue, elle peut être calculée par le programme et, dans ce cas, on met 0.)
PREPO	: coefficient destiné à rendre la diagonale principale prépondérante
IPT	: décision d'imprimer et de perforer les transmissivités en chaque maille (1 pour imprimer, 2 pour imprimer et perforer)
IPTXY	: décision de perforer les transmissivités de chaque facette (1 pour imprimer, 2 pour imprimer et perforer)
TMIN	: transmissivité minimum lors de l'impression
NBID	: décision d'appeler le programme BIDAP1 si l'on désire la restitution des potentiels (NBID = 1). Dans ce cas, les conditions aux limites du type potentiel imposé seront lues dans le programme BIDAP1.

NSTØP : décision d'arrêter le calcul (NSTØP = 0) ou de recommencer un autre calcul (NSTØP = 1) sur un maillage identique avec d'autres données.

BIBLIOGRAPHIE

BI : Manuels

BII : Articles

BIII : Rapports Géopétrole et Géohydraulique

1. MANUELS

- 1.1 BEAR J., ZASLAVSKY D., IRMAY S. - Physical principles of water percolation and seepage - UNESCO - 465p - Paris 1968
-
- 1.2 CARLSLAW H.S. and JAEGER J.C. - Conduction of heat in solids - Oxford University Press - 510p - Oxford 1959 (2nd edition)
-
- 1.3 DREYFUS - Fortran IV - Dunod - 178p - Paris 1968
-
- 1.4 FORSYTHE G.E. and WASOW W.R. - Finite difference methods for partial differential equations - John Wiley and Sons - 443p - 1960
-
- 1.5 HALLOPEAU B. et VIGNES J. - Manuel Pratique de programmation Fortran - Technip - 133p - Rueil-Malmaison 1966
-
- 1.6 IFFLY - Solutions numériques des problèmes d'écoulement monophasique en milieu poreux - Editions Technip - 90p - Paris 1964
-
- 1.7 IVERNEL, ALDER, DONNET, CAHEN, DUMEZ, MORILLON, STEINBERG - Représentations analogiques et homologiques dans les techniques de la chaleur - Dunod - 228p - Paris 1965
-

- 1.8 KARPLUS W. J. - Analog Simulation - McGraw- Hill
Book Company - 434p - New York 1958
-
- 1.9 KAUFMANN - Méthodes et Modèles de la recherche opérationelle
Tome 1 - Dunod - 534p - Paris 1962
-
- 1.10 McCRACKEN D. D. and DORN W. S. - Numerical Methods and
Fortran programming - John Wiley and Sons - 457p - 1964
-
- 1.11 MUSKAT M. - The flow of homogeneous fluids through porous
media - McGraw- Hill Books Company - 763p - New York 1937
-
- 1.12 POLUBARINOVA-KOCHINA P. Y. - Theory of Ground Water
Movement - Princeton University Press - 613p - Princeton
New Jersey 1962
-
- 1.13 RALSTON A. and WILF H. F. - Mathematical Methods for
Digital Computers - John Wiley and Sons - 273p - New York 1965
-
- 1.14 du ROSCOAT J. - Conception de la programmation des ordina-
teurs - Masson - Paris 1967
-
- 1.15 ROUSE H. - Engineering Hydraulics - John Wiley and Sons -
1039p - 1950
-

1. 16 SCHNEEBELI G. - Hydraulique Souterraine - Eyrolles - 362p
Paris 1966

—

1. 17 SMITH G. D. - Numerical Solutions of partial differential
equations - Oxford University Press - 179p - London 1969

—

1. 18 VARGA. R. S. - Matrix Iterative Analysis - Prentice Hall, Inc. ,
Englewood Chiffs - N. J. 1962

—

2. ARTICLES

- 2.1 BREDEHOEFT J. D. - Finite difference approximation to the equations of ground water flow - Water Resource Research vol. 5 n° 2 1969 531-534
-
- 2.2 BROWN H. R. - Progress in ground water studies with electric analog model - Journal American Waterworks Association - vol. 54 n° 8 - 1962 - 943-958
-
- 2.3 DEGALLIER R. - Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes souterraines - Rapport du Secrétariat Permanent pour l'Etude des problèmes de l'eau - Décembre 1968
-
- 2.4 EMSELLEM Y. et de MARSILY G. - Présentation d'une méthode nouvelle du problème inverse - Centre d'informatique géologique de l'Ecole des Mines de Paris - Mai 1969
-
- 2.5 EMSELLEM Y. et PRUDHOMME P. - Traitement des mesures hydrogéologiques à l'aide de modèles - Annales des Mines - Janvier 1967
-
- 2.6 FERRIS J. G. , KNOWLES D. B. , BROWN R. H. - Hydraulique des nappes d'eau souterraine - Théorie des essais sur les formations aquifères - Geological Survey Water Supply Papers - n° 1536-E - 1962 - 69-174
-

- 2.7 FREEZE R.A. and WITHERSPOON P.A. - Theoretical Analysis of regional ground water flow - Analytical and theoretical solutions to the mathematic models - Water Resource Research vol. 2 n° 4 - 1966 - 641-656
-
- 2.8 KORGANOFF A. - Sur la résolution de problèmes inverses en hydrogéologie - Bulletin of the International Association of Scientific Hydrology - XV, 216 - 1970 - 67-78
-
- 2.9 JAVANDEL I. and WITHERSPOON P.A. - Application of the finite element method of transient flow in porous media - Society of Petroleum Engineers Journal vol. 8 n° 3 - 1968 - 241-252
-
- 2.10 LAGARDE A., LANCHON M. - Simulation par modèle mathématique des écoulements souterrains permanents et transitoires - Application à l'étude de l'exploitation des nappes - Revue de l'Institut Français du Pétrole vol. XXI n° 11 - 1966 - 1672-1696
-
- 2.11 MATHERON G. - Genèse et signification énergétique de la loi de Darcy - Revue de l'Institut Français du Pétrole vol. XXI n° 11 - 1966 - 1697-1706
-
- 2.12 PEACEMAN D. W. and RACHFORD H. H. - The numerical solution of parabolic and elliptical difference equations - J. Soc. Indust. Appl. Math.
-
- 2.13 PINDER G. F. - Application of the digital computer for aquifer evaluation - Water Resource Research vol. 4 n° 5 - 1968 - 1069-1093
-

- 2.14 PRUDHOMME P. et RICOUR J. - Evaluation et exploitation des ressources hydrauliques souterraines - Emploi des modèles de laboratoire - Janvier 1963
-
- 2.15 STALLMAN R. W. - Numerical analysis of regional water levels to define aquifer hydrology - Transactions American Geophysical Union vol. 37 n°4, 1956 - 451-460
-
- 2.16 STALLMAN R. W. - Orientation of axes for calculation distribution of transmissibility from water levels altitude - Geological Survey Professional Paper 450-E, Article 231
-
- 2.17 THEIS C. U. - The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground water storage - Trans. Am. Geophys. Union, 16 - 1935 - 519-524
-
- 2.18 WATTS J. W. - An iterative matrix solution method suitable for anisotropic problems - Society of Petroleum Engineers Journal vol. 11 n°1 - 1971
-
- 2.19 ZASLAVSKY D. - The significance of water head measurements in porous materials - Bulletin Rilem n° 29 - 1965 - 55-59
-

3. Rapports GEOPETROLE et GEOHYDRAULIQUE

- 3.1 Geop. 715 Etude hydrodynamique de la nappe alluviale du Rhin au Nord de Strasbourg - Recherche d'une méthode d'étude des influences réciproques des alimentations et des transmissivités sur les niveaux piézométriques par Ph. ROGNON (Janvier 1967) pour le compte du Service Géologique d'Alsace et de Lorraine.
-
- 3.2 Géop. 982 Reconstitution des transmissivités d'une nappe aquifère par V. KNIAZEFF (Décembre 1967)
-
- 3.3 Geoh. H01 Différentes méthodes de calcul pour l'étude des écoulements radiaux et linéaires en milieu poreux par M. CLOUET d'ORVAL (octobre 1968)
-
- 3.4 Geoh. 146 Etude de la nappe de Maghnia (Algérie) en régime transitoire sur modèle mathématique par P. BONNET (janvier 1968) pour le compte du Génie Rural de TLEMCEN
-
- 3.5 Geoh. 156 Etude de la nappe de la Crau sur modèle résistances-capacité par M. BONNET (juillet 1968) pour le compte de la D. G. R. S. T.
-
- 3.6 Geoh. 163 Etude de la nappe de la Crau sur cuve rhéoélectrique par M. BONNET (juillet 1968) pour le compte de la D. G. R. S. T.
-
- 3.7 Géoh. 193 Plan de l'étude hydrogéologique quantitative de la Mitidja (Algérie) par M. CLOUET d'ORVAL (août 1968) pour le compte du Service des Etudes Scientifiques d'Alger
-

- 3.8 Géoh. 199 Etude sur modèle mathématique tridimensionnel du relèvement de la nappe alluviale du Var par aménagement de seuils par M. CLOUET d'ORVAL (septembre 1968) pour le compte de la Direction Départementale de l'Equipement des Alpes Maritimes
-
- 3.9 Géoh. 228 Etude d'un système de drainage de la nappe alluviale de la Moselle sur un site industriel pour le compte de la Compagnie Française de Raffinage
-
- 3.10 Géoh. 252 Etude de la nappe de la Crau sur modèle mathématique par M. BONNET et M. CLOUET d'ORVAL (juillet 1969) pour le compte de la D. G. R. S. T.
-
- 3.11 Géoh. 262 Méthodologie d'emploi des simulateurs d'écoulement pour l'étude des nappes souterraines par M. CLOUET d'ORVAL (octobre 1969) pour le compte de la D. G. R. S. T.
-
- 3.12 Géoh. 272 Essais sur modèle mathématique de deux dispositifs de captage de la nappe de Maghnia pendant une série d'années déficitaires - Synthèse générale des études entreprises par M. CLOUET d'ORVAL (février 1970) pour le compte du Génie Rural de Tlemcen
-
- 3.13 Géoh. 282 Etude sur modèle mathématique bicouche de la nappe de l'Authion par J. L. HENRY (août 1970) pour le compte de la Société d'Aménagement de la vallée de l'Authion
-
- 3.14 Géoh. 285 Etude de l'infiltration dans les nappes libres par des méthodes numériques - Exposé théorique de la méthode et application à la nappe de la Crau par M. CLOUET d'ORVAL (novembre 1970) pour le compte de la D. G. R. S. T.
-

3.15 Géoh. 288 Etude hydrodynamique de retenues en terrain crayeux perméable sur modèle mathématique par M. CLOUET d'ORVAL (novembre 1970) pour le compte de l'Agence de Bassin Artois Picardie

3.16 Géoh. 307 Etude sur modèle mathématique bicouche de la nappe de Rouen Aval par M. CLOUET d'ORVAL (décembre 1970) pour le compte de la Préfecture de Seine Maritime.

Vu, Approuvé

et permis d'imprimer

NANCY, le 22. 6. 71

Le Président du Conseil de l'Université de NANCY I

